



TITLE:

# 距離減衰式に基づく断層破壊過程 を考慮した地震動予測に関する研 究( Dissertation\_全文 )

AUTHOR(S):

王寺, 秀介

---

CITATION:

王寺, 秀介. 距離減衰式に基づく断層破壊過程を考慮した地震動予測に  
関する研究. 京都大学, 2012, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2012-03-26

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k16819>

RIGHT:

# 距離減衰式に基づく断層破壊過程を考慮した 地震動予測に関する研究

王寺 秀介



## 目次

第1章 序論	1
1.1 概説	1
1.2 地震動予測に関する既往研究	2
1.2.1 地震動予測手法	2
1.2.2 震源のモデル化	5
1.2.3 破壊伝播効果と放射特性	7
1.3 本論文の構成	8
第2章 断層の破壊伝播効果を考慮した地震動特性値の予測手法	14
2.1 概説	14
2.2 等価震源距離による距離減衰式	16
2.2.1 距離減衰式の基本形	16
2.2.2 等価震源距離	18
2.2.3 司・翠川による距離減衰式	19
2.3 ディレクティビティ係数	20
2.4 ディレクティビティ係数による効果	26
2.5 兵庫県南部地震への適用	31
2.6 ハイブリッド法との比較	37
2.7 結論	43
第3章 特性化グリーン関数に基づく地震動の応答スペクトルの予測手法	45
3.1 概説	45
3.2 応答スペクトルの距離減衰式	47
3.3 断層の破壊伝播効果及び放射特性の評価方法	49
3.3.1 統計グリーン関数法の問題点	49
3.3.2 特性化グリーン関数	50
3.3.2 破壊伝播効果及び放射特性の評価方法	51
3.3.3 提案手法の手順	53
3.4 試計算結果	57
3.4.1 解析モデル	57
3.4.2 要素断層幅の影響	58
3.4.3 統計的グリーン関数による要素断層幅の影響	59
3.4.4 破壊伝播効果と放射特性	61
3.4.4 解析結果	64
3.5 統計的グリーン関数法との比較	71
3.5.1 統計的グリーン関数法	71
3.5.2 有馬高槻断層（横ずれ断層）のシミュレーション	72
3.5.3 生駒断層帯（逆断層）のシミュレーション	76
3.6 観測記録との比較	80
3.6.1 兵庫県南部地震のシミュレーション	80
3.6.2 新潟県中越沖地震のシミュレーション	83
3.7 結論	90

第4章 表層地盤の影響を考慮するための時刻歴波形の作成方法	94
4.1 概説	94
4.2 時刻歴波形の作成方法	96
4.2.1 特性化位相波形	96
4.2.2 振幅特性	98
4.2.3 時刻歴波形の作成方法	98
4.3 試計算結果	100
4.3.1 特性化位相波形	100
4.3.2 特性化位相波形の平面速度分布	102
4.3.3 応答スペクトル	103
4.3.4 時刻歴波形	104
4.3.5 既往距離減衰式との比較	108
4.3.6 時刻歴波形の成分変換の妥当性確認	110
4.4 兵庫県南部地震のシミュレーション	113
4.4.1 特性化位相波形の検証	114
4.4.2 応答スペクトルの検証	118
4.4.3 時刻歴波形の検証	119
4.5 新潟県中越沖地震のシミュレーション	122
4.5.1 特性化位相波形の検証	125
4.5.2 地盤応答解析の実施	132
4.5.3 時刻歴波形の検証	135
4.5.4 応答スペクトルの検証	141
4.5.5 震源モデルの影響	143
4.6 結論	145
第5章 結論	148
謝辞	152



## 第1章 序論

### 1.1 概説

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震では、我が国の現代都市が初めて被害を受けた。この地震は、日本では震源断層近傍で大量の観測記録が取れた初めての地震であり、これらの記録により、大災害を引き起こした成因分析や震源断層の破壊過程が、多くの研究者によって調べられた<sup>1)</sup>。その結果、震源から断層破壊伝播方向と同じ北東方向にかけて振幅の大きな地震動が観測されたことがわかり、これは横ずれ断層の破壊伝播効果によって破壊進行方向に現れるディレクティビティ・パルスの影響であることがわかった。同様のディレクティビティ・パルスは、1994年米国ノースリッジ地震でも観測されており<sup>2)</sup>、日本でも1995年以降に整備された強震観測網で、たびたび観測されるようになった。

日本周辺で発生する地震は、主要な3つのタイプに分けることができる。第一のタイプは、海溝沿いのプレート境界で起こる地震である。プレート境界地震と呼ばれ、海のプレートが陸のプレートに沈み込む境界部分で発生する地震である。太平洋側の沖合を中心として、逆断層型の巨大地震が発生し、地震や津波などで甚大な被害が生じる可能性がある。東北地方太平洋沖地震がこのタイプにあたる。第二のタイプは、沈み込む海側のプレート内部で発生するプレート内地震(スラブ内地震)であり、しばしば巨大地震が発生している。釧路沖地震がこのタイプにあたる。第三のタイプは陸側のプレート内地震(地殻内地震もしくは内陸型地震)である。活動度が低く地震規模も比較的小さいが、震源が浅いため都市直下で発生すると甚大な被害を引き起こす。兵庫県南部地震がこのタイプにあたる。

兵庫県南部地震以降、地震防災計画の策定や構造物設計用地震動の作成を目的に、内陸型地震に起因する地震動を予測する機会が増えている。その場合、前述したように地震動の振幅が大きい震源近傍の評価が特に重要となる。

地震動を予測する方法は、大別して、経験的手法と理論的手法に分けられる。経験的手法は、地震のマグニチュードと震央距離をパラメータとして統計回帰分析を行うことにより導かれた距離減衰式のことである。理論的手法とは、震源と地下構造をモデル化し地震波理論に基づいて計算する手法である。経験的手法は、安定で平均的な地震動の大きさを評価できる反面、ディレクティビティのような複雑な震源の破壊過程を反映することは困難である。一方、理論的手法は震源破壊の複雑な過程や伝播経路の2次元・3次元的な現象が評価可能であるが、そのためには、多くのパラメータを与える必要がある。このため、地震防災計画の策定や構造物設計用地震動の作成などの実務的な地震動予測では、その目的や、震源や地下構造に関する情報の量に応じて、手法を使い分けているのが現状である。

最近では、緊急地震速報などの分野で、短時間で広範囲の地震動分布を高精度で推定することが要求されている。簡易的な地震動予測手法の代表である距離減衰式は、過去の地震観測記録を統計解析することで求められているため、パラメータが少なく信頼性の高い地震動予測法とされている。ただし、兵庫県南部地震以降、強震観測網が整備され強震データが蓄積されることによって、従来の距離減衰式では評価できない観測記録が得られるようになった。このような観測記録は、震源特性や地点特性を厳密に評価することで説明可能と考えられるが、そのためには地下構造の詳細なモデルが不可欠であり、情報の少ない場所への適用は困難である。

以上の背景を踏まえて、本論文では、断層破壊過程を考慮できる簡易で信頼性の高い地震動予測手法の開発に取り組んだ。具体的には、既往の距離減衰式に断層破壊過程による効果を導入することで、信頼性の高い新しい地震動予測手法の開発を行うことを目的とした。

## 1.2 地震動予測に関する既往研究

### 1.2.1 地震動予測手法

前述したように地震動の予測手法としては、地震のマグニチュードと震央距離をパラメータとして統計解析により導かれた距離減衰式が最初である。距離減衰式は、地震動の強さを推定する簡便で安定した手法として、昔から多くの研究が進められている。

その目的変数は、距離減衰式の利用目的に応じて設定されており、最大加速度や最大速度等の地震動特性値を算出するもの<sup>3)4)</sup>、応答スペクトルを算出するもの<sup>5)</sup>に分けられる。距離減衰式の特徴としては、簡便であり震源破壊情報や地盤構造の情報が少ない場合でも適用できること、パラメータが少ないため評価結果が安定していることが挙げられる。一方、その課題としては、複雑な震源過程や地盤の複雑な構造を考慮できないこと、時刻歴波形を算出できないことが挙げられる。

最初の距離減衰式は、日本では河角<sup>6)</sup>の震度と距離に関する研究と考えられている。その後、多くの地震研究者によって、距離減衰式が提案された。代表的なものとして、福島・田中<sup>3)</sup>は、日本で観測された強震記録に加えて、震源距離の短い諸外国の観測記録も含めて回帰した最大加速度の距離減衰式である。この式は、適用範囲が広いことが特徴である。その後、大野ほか<sup>7)</sup>は、等価震源距離によって、距離減衰式に断層面の広がり、非一様破壊を導入した。また、司・翠川<sup>4)</sup>は地震のタイプを考慮できるようにした。この式は、 $V_s = 600\text{m/sec}$ の地盤を対象とし、断層最短距離と等価震源距離の2種類を指標としている。安中ほか<sup>5)</sup>は、加速度応答スペクトルを評価できる式を提案した。この式は、 $V_s = 300 \sim 600\text{m/sec}$ の地盤を対象とし、断層最短距離と等価震源距離の2種類を指標としている。最近では、Kanoo et al<sup>8)</sup>が、日本の強震記録に加えて、カリフォルニアの8地震およびトルコの2地震の記録を用いて、最大加速度、最大速度および加速度応答スペクトルの距離減衰式を



提案している．同様に内山・翠川<sup>9)</sup>は，工学的基盤上での応答スペクトルの距離減衰式を  $M_w$ ，震源深さ，断層最短距離で提案している．

距離減衰式に破壊伝播効果を導入する試みとして，観測記録の分析やシミュレーションより，補正係数が提案されている<sup>10)11)12)</sup>．断層上盤効果については，大野ほか<sup>7)</sup>が簡単なシミュレーションから検討しており，Midorikawa<sup>13)</sup>が新潟中越沖地震などの内陸地震で観測記録にその影響が見られることを指摘している．

一方，米国では次世代型距離減衰式の開発プロジェクト(Next Generation of Ground Motion Attenuation Models(NGA) Project)として，5つの研究チームが発足し距離減衰式の構築を進められている(Boore and Atkinson<sup>14)</sup>，Campbell and Bozorgnia<sup>15)</sup>，Chiou and Youngs<sup>16)</sup>，Abrahamson and Silva<sup>17)</sup>，Idriss<sup>18)</sup>)．また，その中で，強震記録のデータベースとして，世界中の内陸地殻内地震の観測記録が整備されている<sup>19)</sup>．このプロジェクトで検討された距離減衰式は，実務で活用できることが目的であるため，アウトプット情報としては加速度・速度・変位などの特性値および加速度応答スペクトル，その成分については水平 2 成分の平均および断層走向の直行，平行方向，予測対象とする地震は米国西部で発生した浅発地殻内地震，マグニチュードは 5～8.5，震源距離の範囲は 0～200km，米国の耐震規定で使われる地盤分類を考慮することが求められている<sup>20)</sup>．また，技術的に検討すべき項目として，破壊伝播効果，地震動の方向性，断層上盤効果，断層タイプの影響，応力降下量の影響，基準となる岩盤に対するサイトの増幅率，深部地下構造の影響，が挙げられている<sup>20)</sup>．NGA プロジェクトの中では，これらを支援する数値解析も行われており，観測記録の統計解析と合わせて，相互に補完する取り組みが行われている<sup>19)</sup>．このように，近年，米国も日本同様に，強震観測網の充実に伴って，距離減衰式を補正するという方向で高度化が進められている．

距離減衰式が特性値を求める手法に対して，時刻歴波形を算出できる方法として，理論的手法，半経験的手法，ハイブリッド合成法の 3 つが挙げられる．これらの方法は，断層モデルとグリーン関数を用いて，地震動の時刻歴波形を評価するものである．

理論的手法は，断層モデルの理論に基づいて震源特性を求め，地震波の伝播特性と地盤の増幅特性を弾性波動論により理論的に評価する方法である．地下構造の詳細なモデル化が不可欠であり，やや長周期域の地震動の予測精度は高いものの，短周期帯域での地震動評価は現段階では困難である．これまでに数多くの評価手法が提案されており，代表的なものとしては波数積分法<sup>21)22)</sup>，離散化波数法<sup>23)24)</sup>，薄層法<sup>25)</sup>が挙げられる．波数積分法と離散化波数法は，フーリエ・ベッセル変換した地震動を波数積分により厳密に計算する手法であるが，前者は波数積分を通常の数値積分法を用いるのに対し，後者は波数に関するフーリエ変換と類似な手法を用いる<sup>24)</sup>．どちらの手法も地盤の層構造を表現する波動伝播マトリックスとして，高振動数まで数値的に安定した R/T マトリックス<sup>22)</sup>を用いている．一方，薄層法は，鉛直方向を Galerkin 法に基づき離散化しているため厳密な理論解ではな

いが、固有モードの重ね合わせにより陽な形で解を得ることができる<sup>25)</sup>。これらの理論的な手法は、実際の複雑な媒質内を伝播する波動を評価する目的で開発されてきた方法である。瀧・竹中<sup>26)</sup>によって3次元の不均質構造における地震波を評価されており、理論的な骨組みはほぼ完成の域にある。これにより、やや長周期から長周期の地震動に関しては、地下構造のデータ量と膨大な計算量を解決できれば、断層のモデル化によって理論的に評価できることになる。

半経験的手法は、大地震と同じ伝播経路を通過してきた小地震の観測記録をその伝播経路特性を評価したグリーン関数と考え、これを大地震の破壊過程に応じて足し合わせることで大地震の地震動を評価するものであり、経験的グリーン関数法とも呼ばれている。この方法は、Hartzell<sup>27)</sup>によって提案された。その以降、Kanamori<sup>28)</sup>によって大地震と小地震の地震モーメント比を小地震の観測記録の重ね合わせ数として用いる改良がなされ、さらに Irikura<sup>29)</sup>によって大地震と小地震の断層面の長さ、幅、すべり量などの断層パラメータ間に相似則を仮定する改良が加えられた。その後、Irikura<sup>30)</sup>、Takemura and Irikura<sup>31)</sup>、Dan et al<sup>32)</sup>などから、小地震の観測記録の重ね合わせ方法がそれぞれ提案されている。ただし、経験的グリーン関数法はグリーン関数として適切な中・小地震記録が必要であり、実際に適用するには困難な場合が多い。特に内陸地震の場合には、小地震も発生しない空白域である場合が多いので、対象となる断層の観測記録を得ることは困難である。そこで、Boore<sup>33)</sup>、釜江ほか<sup>34)</sup>は、グリーン関数として、統計的シミュレーション波形を使う方法を提案した。この方法は、統計的グリーン関数法と呼ばれる方法で、適切な中・小地震記録がない場合でも適用可能である。ただし、重ね合わせる要素波形同士の干渉などによって、予期せぬ特異な波形が生成される場合もあり、その出現位置や特性がランダムのため、地震動予測の結果として採用するには注意が必要である。統計的グリーン関数を作成する場合には、震源特性を評価するためのパラメータとして、例えばコーナー周波数については Brune<sup>35)36)</sup>の研究に基づいて、放射特性については Boore and Boatwright<sup>37)</sup>の研究に基づいて設定する場合が多い。伝播経路特性については、仙台地域での強震記録の分析に基づいた佐藤ほか<sup>38)39)</sup>の研究が代表的である。近年では、統計的グリーン関数法にこれまでに観測された強震記録に基づいた経験的サイト増幅特性や経験的サイト位相特性を用いる提案がなされており（古和田ほか<sup>40)</sup>、野津<sup>41)</sup>）、統計的グリーン関数法の精度向上が図られている。

ハイブリッド合成法は、短周期帯域は半経験的手法、長周期帯域は理論的手法でそれぞれ求め、それらを合成する手法である（Kamae et al.<sup>42)</sup>、入倉・釜江<sup>43)</sup>）。この方法は、1秒よりも長い周期帯域に対しては理論的手法を用いて厳密に理論計算を行い、1秒よりも短い周期帯域に対しては統計的グリーン関数法などで計算し、最後に両者の結果を足し合うことで大地震の広い周波数帯域における強震動の推定を行なうものである。この方法は、現時点では最も汎用性が高いとされている方法であるが、理論的手法同様、地下構造の詳細なモデルが不可欠であり、また、短周期帯域と長周期帯域の結合周期に注意が必要である。最近では、高精度な地震動予測として、ハイブリッド法が採用されることが多いが、地下構造の詳細なモデルが不可欠であり、情報の少ない場所への適用は困難である。

## 1.2.2 震源のモデル化

地震が断層のずれによって発生するという考え方は、Reid の弾性反発説に始まる<sup>44)</sup>。1960 年代に入って、丸山<sup>45)</sup>、Burridge and Knopoff<sup>46)</sup>らによって、断層の食い違いがダブルカップルの点震源と等価であることが証明され、断層震源の力学系として広く認められるようになった。その後、Haskell<sup>47)</sup>が提案した Haskell モデルは、断層運動を巨視的に説明するために矩形断層を仮定し、断層面の長さ  $L$ 、幅  $W$ 、すべり量  $D$ 、立ち上がり時間、破壊伝播速度  $V$  の 5 つのパラメータで説明した。このモデルは、断層運動を定量的に記述する最も基本的なモデルとしてよく知られている。

震源から放出される地震波の特性は、遠方場における地震動スペクトルから伝播経路の特性を除去した震源スペクトルで表される。震源スペクトルのモデルとしては、高周波振幅が  $\omega^{-3}$  で減衰するモデルと  $\omega^{-2}$  で減衰するモデルが挙げられる。 $\omega^{-3}$  モデルは、コーナー周波数  $f_c$  より高周波数領域で  $\omega^{-3}$  に比例することから「Omega-Cube Model」と呼ばれる。この考えは、Haskell<sup>48)</sup>によって、提案された考え方である。後に、Geller<sup>49)</sup>も Haskell のモデルを踏襲し、相似則を適用した  $\omega^{-3}$  モデルを提案している。Aki<sup>50)</sup>は観測事実をよく説明するモデルとして、 $\omega^{-2}$  モデル (Omega-Square Model) を示した。 $\omega^{-2}$  モデルでは、変位に関する震源スペクトルは、 $f_c$  より低周波数領域でフラットとなり、 $f_c$  より高周波数領域では、 $\omega^{-2}$  モデルに比例して減少する。加速度に関する震源スペクトルは、 $f_c$  より低周波数領域で  $\omega^{-2}$  モデルに比例して増加し、 $f_c$  より高周波数領域でフラットになる。その後、Brune<sup>35)36)</sup>、Sato and Hirasawa<sup>51)</sup>、Madariaga<sup>52)53)</sup>でも同様な  $\omega^{-2}$  モデルを導いている。ちなみにマグニチュードが 1 増えるたびに地震モーメントは約 30 倍となるので、変位スペクトルの長周期側のフラットレベルは約 30 倍となる。マグニチュードが大きくなるにつれて、 $f_c$  が低周波数側に移動することは、巨視的断層モデルの適用範囲が地震規模によって変わることを意味する<sup>54)</sup>。実際の地震動記録の高周波数成分は、 $\omega^{-3}$  モデルでは過小評価であり、 $\omega^{-2}$  モデルあるいはそれに近い場合が多い<sup>54)</sup>。このように  $\omega^{-2}$  モデルは、中小規模の地震に対しては、短周期地震動を説明する際にも整合が良いことから、現在最も代表的なスケーリングモデルとして使用されており、地震動予測への応用も試みられている。

一方、Haskell モデルは、長周期成分をよく説明しているが、断層幅程度の波長よりも短い周期成分を説明できないことが明らかになり<sup>55)</sup>、短周期成分を十分説明する震源モデルが必要とされた。その中で、断層破壊が不規則に伝播する考え方が提案され、バリアやアスペリティといった概念が提唱された。ちなみにバリアは、Das and Aki<sup>56)</sup>によって提唱された概念であり、破壊強度が他の場所に比べて大きい領域を指す。アスペリティは、Lay and Kanamori<sup>57)</sup>によって提唱された概念であり、すべり量が他の場所に比べて大きい領域を指す。その後、短周期領域の観測記録を用いた波形インバージョン解析によって、実地震に対しても断層破壊の不規則に伝播する様子が、定量的に明らかにされるようになった。Kikuchi and Kanamori<sup>58)</sup>は 1976 年 Guatemala 地震についてサブイベントを同定し、Hartzell and Helmberger<sup>59)</sup>は 1979 年 Imperial Valley 地震に対して破壊の遅れ時間やすべり量の分布を求めている。Hartzell and Heaton<sup>60)</sup>は、仮定した断層を小領域の断層 (要素断層) に

分割し、それぞれの要素断層においては基底関数の線形結合で与えられた震源時間関数と破壊速度の問題を線形化した。この Multiple-time window 法の提案によって、不均質な震源破壊過程の解析が進むようになってきた。

国内において震源近傍の強震記録が始めて多数得られたのは 1995 年兵庫県南部地震になる。この強震記録を用いて震源断層の破壊過程が調べられ、その結果、明石海峡下で破壊が開始し神戸方向と淡路島方向に破壊が進行したことや、3 つのアスぺリティ（破壊開始点付近、神戸市下、淡路島下）があることが推定された<sup>61)62)</sup>。ただし、震源インバージョン解析による震源のモデル化は、周期 1 秒程度までの周期帯域を対象としている場合が多い。これより短い周期の評価については、前述したように経験的グリーン関数法で評価する。ちなみに Kamae and Irikura<sup>63)</sup>は、Sekiguchi<sup>61)</sup>のアスぺリティを参考に兵庫県南部地震の広帯域強震動の再現に成功した。

Somerville et al.<sup>64)</sup>は、すべり分布の特性化として、一定の規範を用いてアスぺリティと背景領域に分け、アスぺリティ面積の地震規模依存性を分析した。三宅ほか<sup>65)</sup>や浅野ほか<sup>66)</sup>は、1999 年台湾集集地震、1999 年トルコ・コジャリ地震、2002 年アラスカ・デナリ地震の震源インバージョン結果を同様に分析し、Somerville et al.<sup>64)</sup>の経験式にほぼ対応していることを示した。これらの知見を元に、入倉・三宅<sup>67)</sup>や入倉ほか<sup>68)</sup>は、内陸地震の強震動を予測するための特性化震源モデルの構築手法をレシピとして提案した。また、文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会は、これまでの知見を活かした震源のモデル化手法、地下構造のモデル化手法、強震動の計算手法から構成される「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（強震動予測レシピ）」<sup>69)</sup>を取りまとめている。

以上のように地震動予測を実施する場合は、想定した地震に対して震源モデルを作成することが重要になる。震源モデルにはこれまで概観したような震源破壊過程の不均質性を反映させる必要があるが、その不均質性の最も重要な特徴を単純化したモデルが「特性化震源モデル<sup>68)</sup>」である。特性化震源モデルは、巨視的震源パラメータ、微視的震源パラメータ、その他のパラメータによって規定されており、先に述べた強震動予測レシピで設定可能である。ただし、破壊開始点やアスぺリティの位置や数については、その特定が難しく複数のシナリオを想定して実施することが望まれる。

### 1.2.3 破壊伝播効果と放射特性

前述したように兵庫県南部地震では、震源から断層破壊伝播方向と同じ北東方向にかけて振幅の大きな地震動が観測されており、これは横ずれ断層の破壊伝播効果によって破壊進行方向に現れるディレクティビティ・パルスの影響であることが指摘されている<sup>1)</sup>。地震の震源は、ある程度の広がりを持った断層面であるので、その破壊は断層面上のある点に始まり周囲に伝播していく。一般に破壊伝播速度は、地殻のS波速度の7~8割程度とされている。したがって、破壊の進行方向にある観測点では、観測される地震波形の継続時間が短くなり、振幅も短時間に集約されるため、大振幅となる。これを破壊伝播効果(ディレクティビティ効果)と呼ぶ。逆に破壊進行方向と反対にある観測点では、観測される地震動の継続時間は長くなり、振幅は減少する。このようにディレクティビティ効果とは、断層破壊伝播に起因する一種のドップラー効果であり、地震動予測を行う際に考慮すべき重要な性質の一つである。

ディレクティビティ効果については、Boatwright and Boore<sup>70)</sup>による1980年Livermore Valley地震に関する研究をはじめとし、幾つかの既往地震に対する研究成果が報告されており、この中でディレクティビティ効果が地震動強さに与える影響が大きいことが確認されている。また、大野<sup>71)</sup>はカリフォルニアの強震記録から震源近傍におけるディレクティビティ効果を抽出し、ディレクティビティ効果の程度と影響する範囲を整理した。その結果によると、断層平行方向と直交方向の振幅は、短周期では違いが見られないが長周期では直交方向が大きくなり平均的に2倍程度になる、直交方向に卓越する周期は地震規模の依存性は見られず、断層タイプの違いによる差も見られない。また、影響する範囲については、断層長さLで基準化すると、横ずれ断層では、断層上端から $\pm 0.25L$ の幅の範囲でかつ破壊伝播方向に断層端から $0.5L$ の範囲で現れ、逆断層、正断層では、断層上端から $\pm 0.25L$ の幅の範囲で現れることが確認された。

放射特性の影響については、山田ほか<sup>72)</sup>、福山ほか<sup>73)</sup>等によって、放射特性を補正しながら小断層記録を足し合わせる処理が検討されており、やや長周期側の地震動に対する有効性が示されている。一方、短周期地震動においては、1979年Imperial Valley地震の加速度記録から、0.5Hz程度以下の低周波数領域では、ラディエーションパターンは確認できるが、2Hz以上の高周波数領域ではかなり不明瞭になる結果が得られている<sup>74)</sup>。また、Wald et al<sup>75)</sup>は、周波数依存型のラディエーションパターンを仮定して、小断層と観測点との位置関係からラディエーションパターンを補正する方法を試みている。この流れを受けて、釜江ほか<sup>76)</sup>はこの特性を導入した統計的グリーン関数法により、強震動のラディエーションパターンの周期依存性を考慮した地震動予測を行っている。また、香川<sup>77)</sup>は、釜江ほか<sup>76)</sup>がモンテカルロ法で検討した周期依存性を計算の高速化を行った。

### 1.3 本論文の構成

兵庫県南部地震以降、地震動予測に関する研究の発展は目覚ましい。その中で本論文では、信頼性が高い予測手法とされる距離減衰式に着目した。ただし、距離減衰式は 2 つの大きな課題を抱えている。一つは、断層の複雑な破壊過程や複雑な地盤構造の影響を考慮することはできないこと、もう一つは、時刻歴波形を算出できないことである。

そこで、本論文では、距離減衰式が抱える 2 つの大きな課題を克服するために、断層破壊による破壊伝播効果（ディレクティビティ効果）と放射特性（ラディエーションパターン）を考慮した簡便で信頼性の高い新しい地震動予測手法を開発した。本論文の構成を以下に示す。

第 2 章では、地震の震源特性を考慮した特性値（最大値）の新しい予測手法を示す。震源特性の中でも特に破壊伝播効果について着目し、既往の距離減衰式に震源断層のディレクティビティ効果の導入を試みる。具体的には、Boore ほか<sup>78)</sup>が提案したディレクティビティ係数を参考に、等価震源距離の算定式に組み込む方法を提案する。提案手法を兵庫県南部地震に適用し、観測された震度分布と比較することで、提案手法の妥当性を検証する。また、ハイブリッド合成法と比較することで、提案手法の有効性を検証する。

第 3 章では、特性化グリーン関数と呼ばれる地震動を評価する新しい波形の概念を提案し、断層破壊によるディレクティビティ効果と放射特性を考慮した新しい地震動の応答スペクトルの予測手法を示す。具体的には、断層破壊によって生じる震源特性の影響を、オメガ・スクエア・モデルと等価なスペクトル形状を持つ最も単純な波形（特性化グリーン関数）の重ね合わせで理論的に評価し、既往の距離減衰式から求めた応答スペクトル値にかけ合わせることで、断層の震源特性を考慮した地震動の応答スペクトルを求める。提案手法の特徴は、従来の距離減衰式では考慮できなかった断層破壊過程を規定する破壊開始点やアスペリティ等のマイクロ断層パラメータを設定できること、距離減衰式の結果を補正するという手法構成から予測結果が非常に安定していること、である。提案手法の有効性を示すために、統計的グリーン関数法の解析結果と比較する。また、兵庫県南部地震と新潟県中越沖地震のシミュレーションを実施し、観測記録と比較することで、提案手法の妥当性を検証する。

第 4 章では、第 3 章で求めた応答スペクトルから時刻歴波形を作成する手法の検討を行う。これにより、地震応答解析を実施することができ、表層地盤の影響を考慮できるようになる。時刻歴波形を作成する場合、その振幅特性と位相特性を規定しなければならない。特に位相特性についてはこれまで乱数として与える場合が多く、断層の震源特性が位相特性に反映されているとは言い難い。第 3 章で示す提案手法では、応答スペクトル値のほかに特性化グリーン関数の重ね合わせで得られる特性化位相波形を求められる。提案手法では、この同一の手法で求めた応答スペクトルと特性化位相波形より時刻歴波形を作成する。作成した時刻歴波形の妥当性を確認するために、兵庫県南部地震に適用し、観測記録と比較する。また、新潟県中越沖地震について、表層地盤の影響を考慮するために地震応答

解析を実施し、観測記録と比較することで提案手法の妥当性を検証する。

第5章では、結論として本研究で得られた知見を述べるとともに、提案手法の実用化に向けた課題について言及する。

#### 参考文献（第1章）

- 1) 鶴来雅人・澤田純男・入倉孝次郎・土岐憲三：アンケート調査による兵庫県南部地震の大阪府域の震度分布，土木学会論文集，No.612/I-46，165-179，1994
- 2) Somerville, P.G., C.Saikia, D.Wald, and R. Graves：Implications of the Northridge earthquake for strong ground motions from thrust faults，Bull. Seism. Soc. Am.，86，S115-S125，1996．
- 3) 福島美光，田中貞二：新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂，日本地震学会講演予稿集，No.2，116，1992.
- 4) 司宏俊，翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，63-70，1999
- 5) 安中正，山崎文雄，片平冬樹：気象庁87型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案，第24回地震工学研究発表会講演論文集，161-164，1997
- 6) 河角廣：震度と震度階，地震，第15巻，6-12，1943
- 7) Susumu Ohno, Tokiharu Ohta, Tomonori Ikeura and Masayuki Takemura：Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field，Tectonophysics，218，69-81，1993
- 8) Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, and Y. Fukushima：A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data，Bull. Seism. Soc. Am.，96，879-897.，2006
- 9) 内山泰生・翠川三郎：震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，606，81-88，2006
- 10) 大野晋・武村雅之・小林義尚：観測記録から求めた震源近傍における強震動の方向性，第10回日本地震工学シンポジウム論文集，133-138，1998
- 11) 司宏俊・翠川三郎：統計的グリーン関数法に基づく地震動最大振幅に対する破壊伝播効果による方位依存性の評価，日本建築学会構造系論文集，546，47-53，2001
- 12) 引田智樹・池浦友則・八代和彦：強震記録に基づく Near-Fault Rupture Directivity 効果の検討，日本建築学会大会学術講演，B1，13-14，2006
- 13) Midorikawa, S.：Some problems on empirical prediction of strong motion，Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo，81，253-258，2006
- 14) Boore, D.M. and G.M. Atkinson：Boore-Atkinson NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters，PEER Report 2007/01，Pacific Earthquake Engineering Research Center，College of Engineering

- University of California , Berkeley , 110pp , 2007
- 15)Campbell,K.W. and Y.Bozorgnia : Campbell-Bozorgnia NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters , PEER Report 2007/02 , Pacific Earthquake Engineering Research Center , College of Engineering University of California , Berkeley , 120pp , 2007
  - 16)Chiou,B.S.-J. and R.R.Youngs : Chiou- Youngs PEER-NGA empirical ground motion model for the average horizontal component of peak acceleration and pseudo-spectral acceleration for spectral periods of 0.01 to 10 seconds,Interim Report Issued for USGS Review , 71pp. , 2006
  - 17)Abrahamson,N.A. and W.J.Silva : Abrahamson & Silva NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters , PEER Report , Pacific Earthquake Engineering Research Center , College of Engineering University of California , Berkeley , 353pp , 2007
  - 18)Idriss,I.M. : Empirical model for estimating the average horizontal values of pseudo-absolute spectral accelerations generated by crustal earthquake , Interim Report Issued for USGS Review , 37pp. , 2006
  - 19)Power,M. B.Chiou,N.Abrahamson, and C.Roble : The “Next Generation of Ground Motion Attenuation Models”(NGA) project : An overview, Proceedings of the 8<sup>th</sup> U.S.National Conference on Earthquake Engineering(CD-ROM) , 2022.1-2022.10 , 2006
  - 20)翠川三郎：地震動強さの距離減衰式，地震，第 61 巻特集号，S471-S477，2006
  - 21)久田嘉章：成層地盤の解析手法，地盤震動 - 現象と理論 - （分担），日本建築学会，84-102，2005
  - 22)久田嘉章：成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法，日本建築学会構造系論文集，第 501 号，pp.49-56，1997
  - 23)野津厚：水平成層構造の地震波動場を計算するプログラムの開発 - 周波数に虚部を含む離散化波数法の計算精度 - ，港湾空港技術研究所資料，No.1037，2002
  - 24)Bouchon, M. : A simple method to calculate Green 's functions for elastic layered media , Bull. Seism. Soc. Am. , 71 , 959-971 , 1981
  - 25)永野正行・渡辺哲史：薄層法を用いた理論地震動の計算精度向上とその検証，日本建築学会技術報告集，第 13 巻第 26 号，pp.451-456，2007
  - 26)瀧澤一起・竹中博士：近地地震波の伝播に関する理論，地震 2，42，391-403，1989
  - 27) Hartzell,S : Earthquake aftershocks as Green's functions , Geophys.Res.Letters , 5 , 1-4 , 1978
  - 28)Kanamori,H : A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquake , Bull. Seism. Soc. Am. , 69 , 1645-1670 , 1979
  - 29)Irikura,K : Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes , Bull. Disas. Prev. Res. Inst. , Kyoto Univ. , 33 , 63-104 , 1983
  - 30)Kojiro Irikura : Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green's Function ,



第7回日本地震工学シンポジウム, 151-156, 1986

- 31) Takemura, M. and T. Ikeura : A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models : Simulation of strong ground motions during large earthquakes , J. Phys. Earth , 36 , 89-106 , 1988
- 32) Dan K , T Watanabe and T. Tanaka : A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear wave displacement , Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ) , 396 , 27-36 , 1989
- 33) David M. Boore : Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of The Radiated Spectra , Bulletin of the Seismological Society of America , Vol. 73 , No. 6 , 1865-1894 , 1983
- 34) 釜江克弘・入倉孝次郎・福知保長 : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 , 日本建築学会構造系論文報告集 , 第 430 号 , 1-9 , 1991
- 35) Brune J.N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes , J. Geophys. Res. , 75 , 4997-5009 , 1970
- 36) Brune J.N : Correction , J. Geophys. Res. , 76 , 5002 , 1971
- 37) Boore, D.M. and J. Boatwright : Average body-wave radiation coefficients , Bull. Seism. Soc. Am. , 74 , 1625-1621 , 1984
- 38) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 第 462 号 , 79-89 , 1994
- 39) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同程手法による工学的基盤波の推定およびその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 461 号 , 19-29 , 1994
- 40) 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎 : 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 514 号 , 97-104 , 1998
- 41) 野津厚 : 経験的グリーン関数を用いた 2003 年十勝沖地震の波形インバージョン解析, 海溝型巨大地震を考える - 広帯域強震動の予測 - シンポジウム論文集 , 土木学会・日本建築学会 , pp.29-34 , 2005
- 42) Kamae, K., K. Irikura, and A. Pitarka : A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function , Bull. Seism. Soc. Am. , 88 , 357-367 , 1998
- 43) 入倉孝次郎・釜江克宏 : 1948 年福井地震の強震動-ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現-, 地震 2 , 52 , 129-150 , 1999
- 44) Reid, H. F. : The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission , Vol. 2 , 16-28 , Carnegie Institution of Washington , Washington, D.C. , 1910
- 45) Maruyama, T. : On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanisms , Bulletin of Earthquake Research Institute , Vol. 41 , 467-486 , 1963
- 46) Burridge and Knopoff, L. : Body force equivalents for seismic dislocations , Bulletin of

- Seismological Society of America , Vol.54 , 1875-1888. , 1964
- 47)Haskell,N.A. : Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults , Bull. Seism. Soc. Am. , 54 , 1811-1841. , 1964
- 48)Haskell,N.A. : Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Part II. A statistical source model , Bull. Seism. Soc. Am. , 56 , 125-140. , 1966
- 49)Geller,R.J. : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes ,Bull. Seism. Soc. Am. , 66 , 1501-1523. , 1976
- 50)Aki,K. : Scaling law of seismic spectrum , J. Geophys. Res. , 72 , 1217-1231 , 1967
- 51)Sato,T. and T.Hirasawa : Body wave spectra from propagating shear cracks , J. Phys. Earth , 21 , 415-431 , 1973
- 52)Madariaga,R. : Dynamics of an expanding circular fault ,Bull. Seism. Soc. Am. ,66 ,639-666. , 1976
- 53)Madariaga,R. : High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting , Geophys. J. R. astr. Soc. , 51 , 625-651. , 1977
- 54)理論地震動研究会編著：地震動 - その合成と波形処理 - ,鹿島出版会,1994
- 55)Madariaga,R. : The dynamic field of Haskell's rectangular dislocation fault model ,Bull. Seism. Soc. Am. , 68 , pp.869-887. , 1978
- 56)Das,S. and K.Aki ,Fault plane with barriers :A versatile earthquake model ,J. Geophys. Res. , 82 , pp.5658-5670 , 1977
- 57)Lay,T. , H.Kanamori, and L.Ruff : The Asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes , Earthquake Prediction Res. , 1 , 3-71 , 1982
- 58)Kikuchi,M. and H.Kanamori : Inversion of complex body waves , Bull. Seism. Soc. Am. , 72 , 491-506 , 1982
- 59)Hartzell,S.H. and D.V.Helmberegr : Strong-motion modeling of the Imperial Valley earthquake of 1979 , Bull. Seism. Soc. Am. , 72 , 571-596 , 1982
- 60)Hartzell,S.H. and T.H.Heaton : Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979Imperial Valley, California earthquake , Bull. Seism. Soc. Am. , 73 , 1553-1583 , 1983
- 61)Sekighchi,H. , K.Irikura, T.Iwata, Y.Takehi, and M.Hoshida : Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu , Japan, earthquake using strong ground motion record , J.Phys. Earth , 44 , 473-487 , 1996
- 62)Yoshida,S., K.Koketsu, B.Shibazaki, T.Sagiya, T.Kato, and Y.Yoshida : Joint inversion of the near- and far-field waveforms and geodetic data for rupture process of the 1995 Kobe earthquake , J.Phys. Earth , 44 , 437-454 , 1996
- 63)Kamae,K., K.Irikura, and A Pitarka : A simulation technique of near-source ground motion

- using hybrid Green's function, Proc. 2<sup>nd</sup> International Symposium on "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion", A.A.BALKEMA, 2, 947-954, 1998
- 64)Someville,P.G., K.Irikura, R.Graves, S.Sawada, D.Wald, N.Abrahamson, Y.Iwasaki, T.Kagawa, N.Smith, and A.Kawada : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion , Seism.Res.Lett. , 70 , 59-80 , 1999
- 65)Miyake, H., T.Iwata, and K.Irikura : Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area , Bull. Seism. Soc. Am. , 93 , 2531-2545 , 2003
- 66)Anaso,K., T.Iwata, and K.Irikura : Estimation of source rupture process and strong ground motion simulation of the 2002 Denali, Alaska, earthquake , Bull. Seism. Soc. Am. , 95 , 1701-1715 , 2005
- 67)入倉孝次郎・三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，Vol.110，No.6，pp.849-875，2001
- 68)入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲：将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ，京都大学防災研究所年報，Vol.46B，pp.105-120，2003
- 69)地震調査研究推進本部地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法，日本語，[http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul\\_chuokozosen/furoku.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul_chuokozosen/furoku.pdf)，2005
- 70) Boatwright, J. and D. M. Boore : Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics , Bull. Seism. Soc. Am. , 72 , 1843-1865 , 1982
- 71)大野晋：震源の広がりを考慮した経験的地震動評価に関する研究，東北大学博士論文，1999.9
- 72)山田善一・野田茂・富本信：半経験的手法を用いた周期 10 秒前後の地震動評価，土質工学論文報告集，28，151-163，1988
- 73)福山英一・木下繁夫：1987 年千葉県東方沖地震の破壊過程の推定 経験的グリーン関数を用いた解析 ，地震 2 ， 42 ， 39-48 ， 1989
- 74)Liu,T.L. and D.V.Helmberger : The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: More evidence for an asperity , Bull. Seism. Soc. Am. , 75 , 689-708 , 1985
- 75)Wald,D.J., L.J.Burdick and P.G.Somerville : Simulation of acceleration time histories close to large earthquakes , Earthquake Engineering and Soil Dynamics II,Proc. , GT Div. , ASCE , 430-444 , 1988
- 76)釜江克宏，入倉孝次郎，福知保長：地域的な震源スケーリング則を用いた大地震（M7 級）のための設計用地震動予測，日本建築学会構造系論文集，No.416，pp.57-70，1990
- 77)香川敬生：ハイブリッド合成法を用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張，日本地震工学会論文集，第 4 巻，第 2 号，21-32，2004
- 78)David M.Boore and William B.Joyner : The effect of directivity on the stress parameterdetermined from ground motion observations , Bulletin of the Seismological Society of America , Vol.79 , No.6 , 1984-1988 , 1989

## 第2章 断層の破壊伝播効果を考慮した地震動特性値の予測手法

### 2.1 概説

断層の破壊伝播効果は、発生する地震動に大きな影響を与えることが知られている。第1章で述べたように地震断層からある周波数の波が放射されると、破壊の進行方向に沿って振幅が大きくなる現象はディレクティビティ効果とよばれ、既往の研究成果でもディレクティビティ効果が地震動強さに大きく影響することが確認されており、地震動を予測する際もその必要性が指摘されている。

近年、国や地方自治体の地震防災対策の一環として、地震被害想定を目的に特定の震源断層を対象とした地震動予測を実施する必要性が高くなってきている。この際、地震動を精度良く予測するための理論が確立するとともに計算機が高性能になったため、サイトの地震波形を求める詳細な地震動予測計算法（例えば、ハイブリッド法）を利用することが多くなってきた。ただし、この手法は地震基盤から表層までの詳細な地下構造モデルの構築が必要であるため、情報の少ない場所では不向きである。一方、経験的評価手法である距離減衰式は、マグニチュードと震源距離、地盤増幅率等をパラメータとして最大値を予測する手法であり、比較的少ないパラメータで安定した結果が得られることが特徴である。ただし、詳細な地震動予測計算手法と異なり、複雑な震源過程や複雑な地盤構造の影響を考慮することはできない問題を抱えている。

ここで、国や都道府県のように比較的広域な範囲を対象として地震動予測を実施することを考える。その場合、そこに住んでいる人口分布に応じて情報の粗密の差が生じる。京都府を例にとると、京都府では南部に人口が集中しており、それに伴い地盤に関する情報も南部に数多く存在する。一方北部は人口も疎らであり地盤情報も少ない。情報が多い南部は表層までの詳細な地下構造モデルの構築が可能であり、詳細な地下構造モデルを使用した地震動予測計算法の選択が可能である。一方、北部は情報が少ないため南部と同等の精度の地下構造モデルを構築することが不可能である。

そこで本章では、情報量が少なくても適用できる、断層の破壊伝播効果を考慮した地震動特性値の新しい予測手法を検討する。具体的には、等価震源距離を用いた距離減衰式に地震断層のディレクティビティ効果を考慮した係数（以下、ディレクティビティ係数）を導入することで、地震断層の震源特性を広域的に予測できる手法を提案する。これにより、情報が少ない地域でも詳細な地震動予測計算法と同等な特性値を得ることが可能になる。

以下、本章の構成を概説する。

まず 2.2 節では、既往の距離減衰式について概観する。本章では、既往の距離減衰式として、司・翠川<sup>1)</sup>が作成した距離減衰式を用いているが、等価震源距離<sup>2)</sup>をパラメータとし、最大速度を求める距離減衰式であれば、何れのものでも良い。ここに、等価震源距離は、断層と観測点との 3 次元的位置関係や、断層の不均質なエネルギー放出の影響を距離減衰式に取り込むことができる距離パラメータである。ただし、距離減衰式を選定する際には、式の作成に使用した観測記録の分布やパラメータの種類に着目する必要がある。

次に 2.3 節では、ディレクティビティ係数について述べる。ディレクティビティ効果を、Boore ほか<sup>3)</sup>が提案したディレクティビティ係数を参考にし、等価震源距離の算定式に組み込む方法を説明する。

2.4 節では、本章で提案した方法がディレクティビティ効果を適確に評価できるかを検証するために、単純な断層モデルを想定して試計算を行う。ちなみに大野<sup>4)</sup>が実施したカリフォルニアの強震記録に基づいた整理結果によると、断層平行方向と直交方向の振幅は、短周期ではその違いは明確に確認できないが、周期 0.5 秒から 1.0 秒の間で直交方向が大きくなり、平均的には 2 倍程度大きくなることが確認されているので、これと同等の結果が得られるかを調べる。

2.5 節では、提案手法の妥当性を検証するために、提案手法を兵庫県南部地震に適用し、観測された震度分布との比較を行う。兵庫県南部地震は、断層破壊伝播によるディレクティビティの影響が指摘された地震である<sup>5)</sup>。震源モデルとして釜江・入倉モデル<sup>6)</sup>を採用し、実際の被害分布と比較することで提案手法の妥当性を確認する。

2.6 節では、実在する断層の花折断層帯に対して、ハイブリッド法による地震動予測を実施し、提案手法による予測結果との比較を行う。ハイブリッド法は、短周期帯域を半経験的手法で、長周期帯域を理論的手法でそれぞれ求め、それらを合成する手法である<sup>7)8)</sup>。広帯域の地震動予測が可能であり精度も高いため、近年地震動予測手法として採用されることが多い。本節では、提案手法による予測結果とハイブリッド法による予測結果を比較し、ハイブリッド法で評価されるディレクティビティ効果を再現できるかどうかを検証する。

最後に 2.7 節で、本章で得られた結論についてまとめる。

## 2.2 等価震源距離による距離減衰式

距離減衰式は、経験的に地震動の最大値や応答スペクトルの評価を行うために地震工学の分野で広く用いられてきた<sup>9)</sup>。その特徴としては、簡便であり震源情報や地下構造情報が少ない場合でも適用可能なことや、評価結果が安定していることが挙げられる<sup>10)</sup>。本節では、まず距離減衰式の基本形と等価震源距離について概観する。

### 2.2.1 距離減衰式の基本形

距離減衰式は、通常、震源特性と伝播特性に分けて、以下に示す式で表現される場合が多い。

$$\log S(T) = a(T)M - \log X - b(T)X + c(T) \quad (2.2.1)$$

ここに、 $T$ は周期、 $S(T)$ は地震動スペクトル、 $M$ はマグニチュード、 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $c(T)$ は係数である。

震源特性は、通常マグニチュード  $M$  の関数で与えられる。 $M$ には気象庁マグニチュードやモーメントマグニチュード等、その周期帯に応じて様々であるが、モーメントマグニチュードが断層運動の規模そのものを表しているため、モーメントマグニチュードを利用する距離減衰式が多い。式(2.2.1)の次式の部分が震源特性の項にあたる。

$$a(T)M + c(T) \quad (2.2.2)$$

近年の強震観測網の発展に伴い、マグニチュード以外の因子(断層タイプ、震源深さなど)を盛り込むものが増えている。距離減衰式では、基本的に断層の破壊伝播効果や放射特性の影響は考慮していない。これは、主な対象を短周期地震動にしているためであり、短周期領域では、長周期領域に見られるような明瞭な破壊伝播効果や放射特性は見られないことに起因している<sup>11)</sup>。しかし、第1章で述べたように、兵庫県南部地震以降、強震観測網が整備され、強震データが蓄積されるに従い、従来の距離減衰式の評価結果とはかけ離れた記録を得られてきている。これらの記録は、震源特性や地点特性を厳密に評価することで説明できると考えられるため、改めて破壊伝播効果や放射特性の取り込む必要性が求められている。

次に伝播特性は、断層と観測点の距離の関数としてモデル化される。伝播特性を表す関数は、通常、幾何減衰とそれ以外の減衰の和として、以下の式で与えられることが多い<sup>12)</sup>。

$$-\log X - b(T)X \quad (2.2.3)$$

ここに、係数  $b$  は、伝播経路の  $Q$  値の関数となる。ただし、この考え方は、点震源で比較的遠方の伝播特性に基づいているため、断層の面的な広がりが増幅する断層近傍では、過大評価となる。そこで、断層近傍でも適用できるように振幅が頭打ちするような補正式も提案されている。

$$-\log(X + D) - b(T)X \quad (2.2.4)$$

$D$  は距離減衰の振幅が頭打ちになるようにする係数である。断層の面的な広がりが増幅が頭打ちになる範囲に影響するため、マグニチュードの式にすることが多い。

表層地盤の増幅特性は、地盤種別ごとにモデル化されることが多い。 $S_B(T)$ を基盤上でのスペクトルとすると、これに表層地盤の増幅特性  $A(T)$ を掛け合わせることで、表層地盤を考慮した地震動スペクトルが求められる。

$$S(T) = S_B(T) \cdot A(T) \quad (2.2.5)$$

現状では、地盤の非線形化の影響や2次元・3次元の不整形構造地盤の影響を距離減衰式に経験的に組み込むことは困難であるが、Joyner<sup>13)</sup>は盆地端部からの距離をパラメータとしてモデル化する仕組みを提案しており、今後強震記録が蓄積されるに従い、このような研究が進むものと考えられる。

## 2.2.2 等価震源距離

距離減衰式を断層近傍に適用可能とする方法の一つとして、等価震源距離<sup>2)</sup>を適用する方法がある。等価震源距離  $X_{eq}$  は、震源近傍での距離減衰式の適用性を高めるために断層の広がりを考慮する手法として提案されたものであり、非一様なエネルギーの震源断層面に対して、点震源から等価なエネルギーを受けると考えた場合の点震源までの距離は、以下の式で定義される<sup>2)</sup>。

$$X_{eq}^{-2} = \frac{\sum e_m X_m^{-2}}{\sum e_m} \quad (2.2.6)$$

ここに、 $X_m$  は観測点から断層面の各微小領域  $m$  への距離 (km)、 $e_m$  は断層面上の各微小領域  $m$  からの地震波エネルギーの相対放出分布を示す。等価震源距離は、位相がランダムとみなせるような短周期領域では、断層面全体からのエネルギーは断層面上の各要素断層からのエネルギーの単純和で表現できるという根拠に基づいている。

等価震源距離を距離減衰式の震源距離として利用することで、特に震源近傍の効果を考慮していない距離減衰式が震源近傍まで適用できるようになる。また、震源断層と観測点との 3 次元的位置関係や断層の不均質なエネルギー放出の影響を距離減衰式に取り込むことができる。本章では、震源距離として等価震源距離を使用することとした。



### 2.2.3 司・翠川による距離減衰式

本章では、距離減衰式として司・翠川<sup>1)</sup>を用いた。この距離減衰式は、従来からあるマグニチュードや震源距離のほかに、断層タイプや震源深さの影響も考慮できること、震源距離としても従来から良く用いられてきた断層最短距離に加え、等価震源距離を利用することも可能であることが特徴である。以下の式で定義される。

$$\log A = b - \log X_{eq} - kX_{eq} \quad (2.2.7)$$

$$b = aMw + hH + d + e + \varepsilon \quad (2.2.8)$$

ここに、 $A$ は地震動の最大振幅、 $X_{eq}$ は等価震源距離を示す。 $H$ は震源深さ、 $d$ は断層タイプの定数、 $e$ は定数項、 $\varepsilon$ は標準偏差を示す。 $a$ 、 $h$ は回帰係数である。(2.2.7)式の右辺第一項の  $b$  は距離減衰特性を示す項で、第二項は幾何減衰を表す項、第三項は粘性減衰を表す項である。司・翠川は、 $k$ の値を最大加速度では 0.003、最大速度では 0.002 としており、本研究でもそのまま使用することとした。断層タイプは、地殻内地震、プレート間地震、プレート内地震の 3 つのタイプに分類されている。

距離減衰式は、その作成に使用したデータベースの範囲を考慮すべきである。司・翠川が作成に使用した地震動データベースの特徴を以下に示す。

- ・ 1968 年から 1997 年までに日本で発生した 21 地震から観測された強震動記録を対象とする  
( 加速度 21 地震 1137 記録 速度 21 地震 543 記録 )
  - ・ 震源近傍の強震記録が含まれている
  - ・ 地震のマグニチュードが 5.8 から 8.3 まで幅広く分布している
  - ・ 地震の断層タイプが様々であり、震源深さも 6km から 120km まで広範囲に分布している
- また、司・翠川は地震動の整理にあたっては、以下の処理を行っている。

- ・ マグニチュードは、モーメントマグニチュードを使用する
- ・ 震源深さは断層面の平均的な深さと定義する
- ・ 最大振幅値は、水平 2 方向の大きい方を使用する
- ・ 距離の定義として、断層最短距離と等価震源距離を用いる
- ・ 3 つの断層タイプ ( 地殻内地震、プレート間地震、プレート内地震 ) に分類する

## 2.3 ディレクティビティ係数

第1章でも述べたように、兵庫県南部地震では、震源から断層破壊伝播方向と同じ北東方向にかけて振幅が大きな地震動が観測されており、これは横ずれ断層の破壊伝播効果によって破壊進行方向に現れるディレクティビティ・パルスの影響であることが指摘されている<sup>14)</sup>。断層の破壊伝播効果(ディレクティビティ効果)とは、断層破壊伝播に起因する一種のドップラー効果であり、地震動予測を行う際に考慮すべき重要な性質の一つである。この効果については、Boatwright ほか<sup>15)</sup>による1980年 Livermore Valley 地震に関する研究をはじめとし、幾つかの既往地震に対する研究成果が報告されており、ディレクティビティ効果が地震動強さに与える影響が大きいことが確認されている。

以下、ディレクティビティ効果を距離減衰式への導入する方法について説明する。ここで、断層幅  $W$  が断層長さ  $L$  に比べて十分小さな有限震源におけるユニラテラル(一方向伝播)な破壊伝播を考える。図-2.3.1 に示すように、破壊開始点を原点とし、破壊伝播方向を横方向とする。

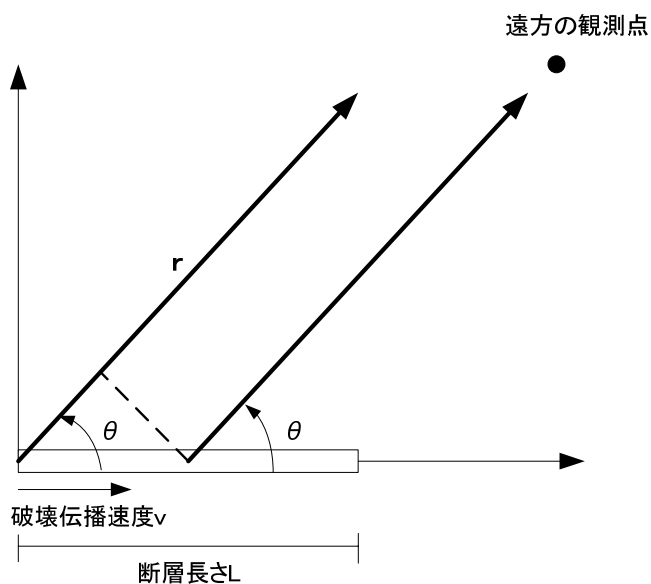


図-2.3.1 ユニラテラル震源と観測点

このとき，断層長さ  $L$  に対して十分遠い観測点での  $S$  波項による変位波形は，

$$u(x,t) = \frac{M_0 R}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{r} \frac{1}{\tau_L} \left[ f^s\left(t - \frac{r}{c}\right) - f^s\left(t - \frac{r}{c} - \tau_L\right) \right] \quad (2.3.1)$$

となる<sup>16)</sup>．ここに， $\rho$  は質量密度， $M_0$  は地震モーメント， $R$  はラディエーションパターン係数， $r$  は観測点までの距離， $\tau_L$  は観測点における見かけ上の破壊継続時間， $f^s$  は震源時間関数を示す．震源時間関数  $f^s$  を

$$f^s = \begin{cases} 0 & (t < 0) \\ \frac{1}{\tau_r} & (0 \leq t \leq \tau_r) \\ 1 & (\tau_r < t) \end{cases} \quad (2.3.2)$$

とすると，変位波形は図-2.3.2 のような台形状のパルスとなる．

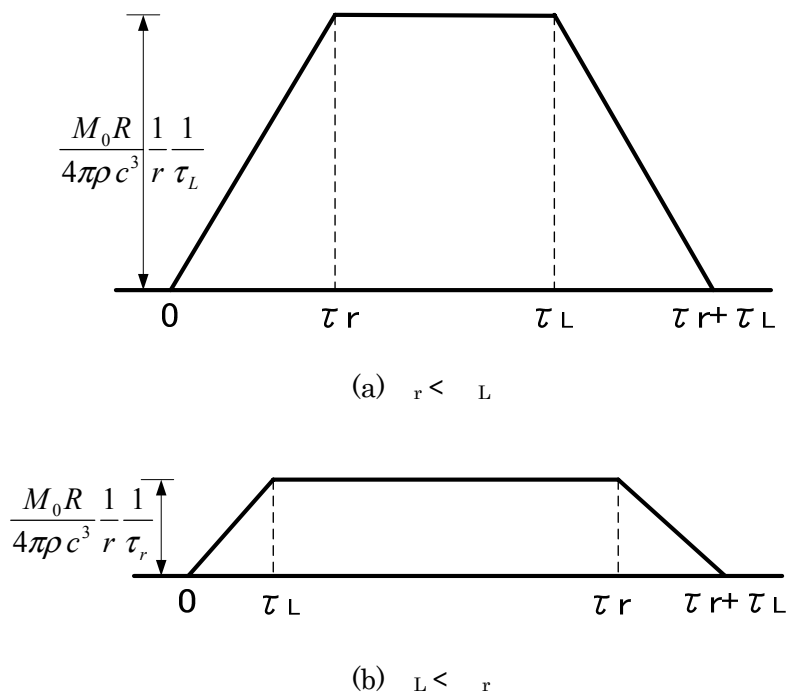


図-2.3.2 遠方の観測点での変位波形<sup>16)</sup>

図-2.3.2 の(a)は，見かけの破壊伝播継続時間  $\tau_L$  が震源時間関数  $f^S$  の立ち上がり時間  $\tau_r$  よりも長い場合であり，(b)は  $\tau_L$  が  $\tau_r$  よりも短い場合である．パルスの高さは，(a)の場合，以下の式で表わされ， $\tau_L$  に反比例する．

$$\frac{M_0 R^{FS}}{4\pi\rho c^3 r} \cdot \frac{1}{\tau_L} \quad (2.3.3)$$

また，(b)の場合は，以下の式で表わされ， $\tau_r$  に反比例する．

$$\frac{M_0 R^{FS}}{4\pi\rho c^3 r} \cdot \frac{1}{\tau_r} \quad (2.3.4)$$

なお，観測点における見かけ上の破壊継続時間  $\tau_L$  は以下の式で定義される．

$$\tau_L = \frac{L}{v} \left( 1 - \frac{v}{c} \cos \theta \right) \quad (2.3.5)$$

よって，図-2.3.2 の(a)，(b)のパルスの幅やパルスの高さは， $L$  と  $v/c$  によって変化する．

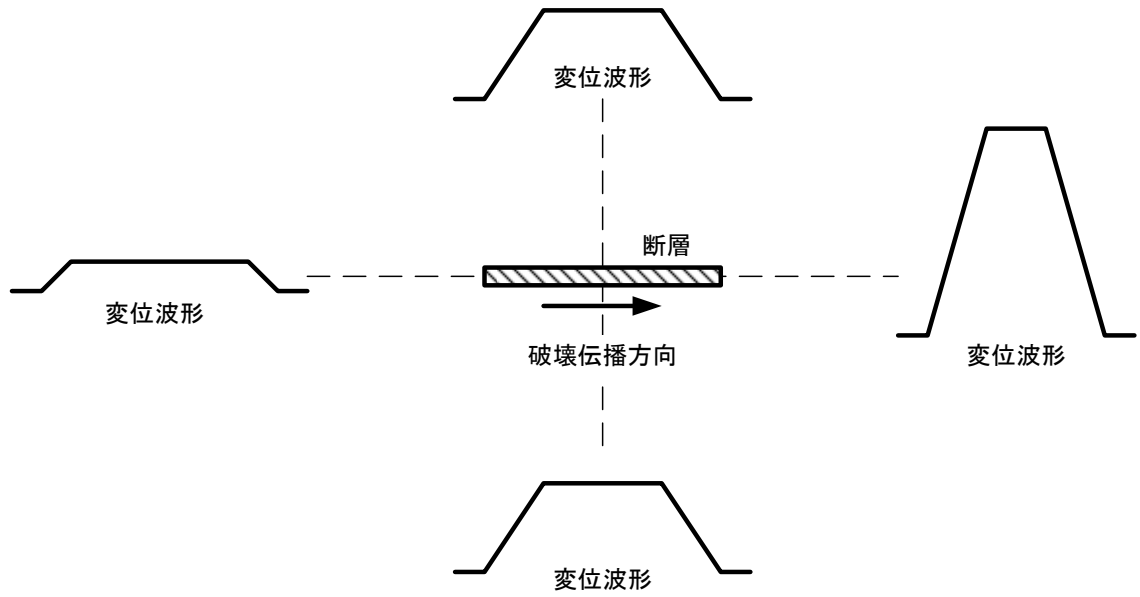


図-2.3.3 破壊伝播効果が及ぼす遠方の観測点での変位波形の影響 <sup>16)</sup>

ここで、 $\tau_L$  と  $\theta$  による大小関係は、以下の式のようになる。

$$\left[ \tau_L \Big|_{\theta=0} = \frac{L}{v} \left( 1 - \frac{v}{c} \right) \right] < \left[ \tau_L \Big|_{0 < \theta < \pi} = \frac{L}{v} \left( 1 - \frac{v}{c} \cos \theta \right) \right] < \left[ \tau_L \Big|_{\theta=\pi} = \frac{L}{v} \left( 1 + \frac{v}{c} \right) \right] \quad (2.3.6)$$

すなわち、図-2.3.3 に示すように  $\theta = 0$  の方向、つまり破壊伝播方向と同じ方向にある観測点では、幅が最も小さく高さが最も高いパルスが観測される。逆に  $\theta = \pi$  の方向、つまり破壊伝播方向と反対の方向にある観測点では、幅が最も大きく高さが最も低いパルスが観測される。その間の  $0 < \theta < \pi$  にある観測点では、 $\cos \theta$  に応じて、パルスの幅と高さが変化する。

ここで、ディレクティビティ係数  $D$  を以下の式で定義する。

$$D = \frac{1}{1 - (v/c) \cos \theta} \quad (2.3.7)$$

ディレクティビティ係数は、破壊伝播速度  $v$  と媒質を伝播する波の S 波速度  $c$  との比が大きければ大きいほど顕著となる。ちなみに、Boore ほか <sup>3)</sup> が提案したディレクティビティ係数の式を以下に示す。

$$D = \frac{1}{1 - (v/c) i_{rup} \cdot i_{ray}} \quad (2.3.8)$$

ここに、 $v$ は破壊伝播速度、 $c$ は地震基盤のS波速度を示す。 $i_{rup}$ 、 $i_{ray}$ はそれぞれ、破壊方向の単位ベクトル、観測点と震源を結ぶ方向の単位ベクトルである。上式は両者の内積を取っているので、これらの単位ベクトルがなす角を  $\theta$  として内積を  $\cos \theta$  に置き換えた式が、(2.3.7)式である。

また、(2.3.5) 式にディレクティビティ係数  $D$ を導入すると、以下の式となる。

$$\tau_L = \frac{L}{v} \cdot \frac{1}{D} \quad (2.3.9)$$

通常、破壊伝播速度  $v$ は、地震基盤のS波速度  $c$ の7~8割程度と言われている。よって、観測点が破壊進行方向にある場合いわゆる  $\theta = 0$  の場合は、ディレクティビティ係数  $D$ の値は大きくなり、変位波形のパルス幅が小さくパルス振幅が大きくなる。一方、観測点が破壊進行方向と逆の場合  $\theta = \pi$  の場合、変位波形のパルス幅が大きくパルス振幅が小さくなる。

ディレクティビティ係数  $D$ を導入することで、変位波形のパルスの高さは以下の式で表すことができる。

$$\frac{M_0 R^{FS}}{4\pi\rho c^3 r} \cdot \frac{1}{\tau_L} = \frac{M_0 R^{FS}}{4\pi\rho c^3 r} \cdot \frac{v}{L} \cdot \frac{D}{1} \quad (2.3.10)$$

よって、ディレクティビティ係数  $D$ は、変位振幅と比例関係にあることが分かる。ここで、変位振幅を地震動のエネルギー時間密度と置き換えても、同じ関係となると仮定する。

実際に各セグメントからの地震動波形が重なり合うのは有限時間内であるから、等価震源距離を求める際に、総エネルギー量で重み付けするより、エネルギー時間密度すなわち単位時間当たりのエネルギーで重み付けする方が、最大振幅をより合理的に評価できると考えられる。そこで、等価震源距離による距離減衰式にディレクティビティ効果を導入するにあたり、エネルギー  $e_m$  にディレクティビティ係数  $D_m$ をかけることで単位時間あたりのエネルギー重みとする。以下にその提案式を示す。ちなみに  $m$ は断層面の各微小領域を示す。

$$X_{eq}^{-2} = \frac{\sum e_m D_m X_m^{-2}}{\sum e_m} \quad (2.3.11)$$

なお、ディレクティビティ係数  $D$ は、ディレクティビティ効果がない場合に1となる係数なので、(2.3.11)式の分母に  $D$ の影響を考慮する必要はない。

ディレクティビティ係数  $D$  を導入した等価震源距離が，距離減衰式で算出される最大速度に対してどの程度の影響を及ぼすかを概略把握するために， $D^{0.5}$  と  $\theta$  の関係を図-2.3.4 に示す．ここでは，Geller<sup>17)</sup>による平均破壊伝播速度と地震基盤の S 波速度の経験式を用いて以下の式を採用した．

$$\frac{v}{c} = 0.72 \quad (2.3.12)$$

これにより， $D^{0.5}$  の値は 0.8～1.9 程度となる．この値は，大野のカリフォルニアの強震記録に基づいた断層近傍の破壊伝播効果の整理結果（断層平行方向と直交方向の振幅は，平均的には直交方向のほうが 2 倍程度大きくなる）<sup>4)</sup>に整合する．

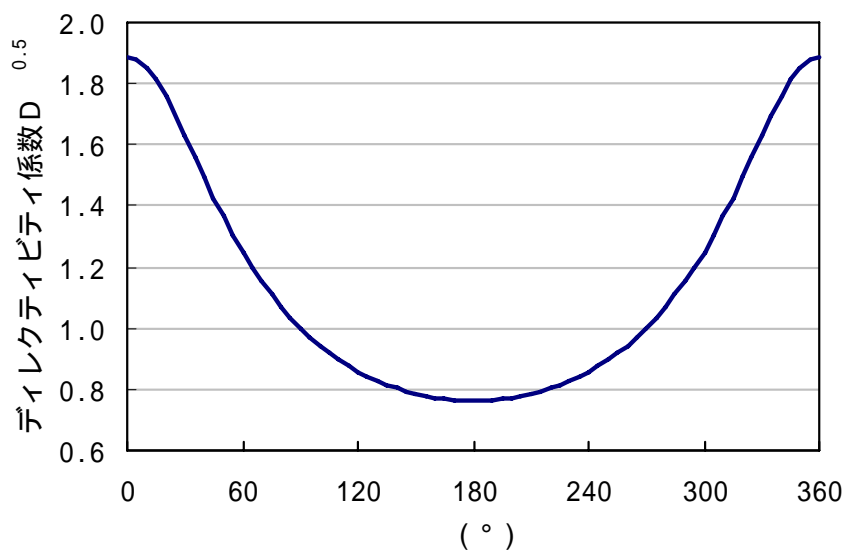


図-2.3.4 ディレクティビティ係数  $D$

## 2.4 ディレクティビティ係数による効果

### (1) ディレクティビティ係数 D による効果

提案手法によるディレクティビティ効果を確認するために、仮想断層モデルを想定し基準地盤（工学基盤）における最大速度分布を試算した。対象地震は、内陸の地殻内断層で  $M_w=7.0$  の横ずれ断層によるものとした。図-2.4.1 に試計算で用いた断層モデルを示す。断層モデルは、長さ  $L=35\text{km}$ 、幅  $B=15\text{km}$ 、上端深さ $=5\text{km}$ 、傾斜角  $90^\circ$  とした。

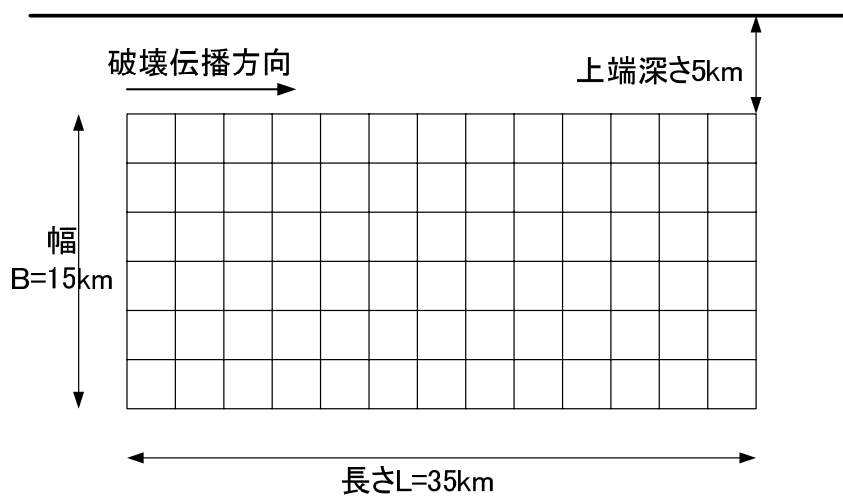


図-2.4.1 断層モデル

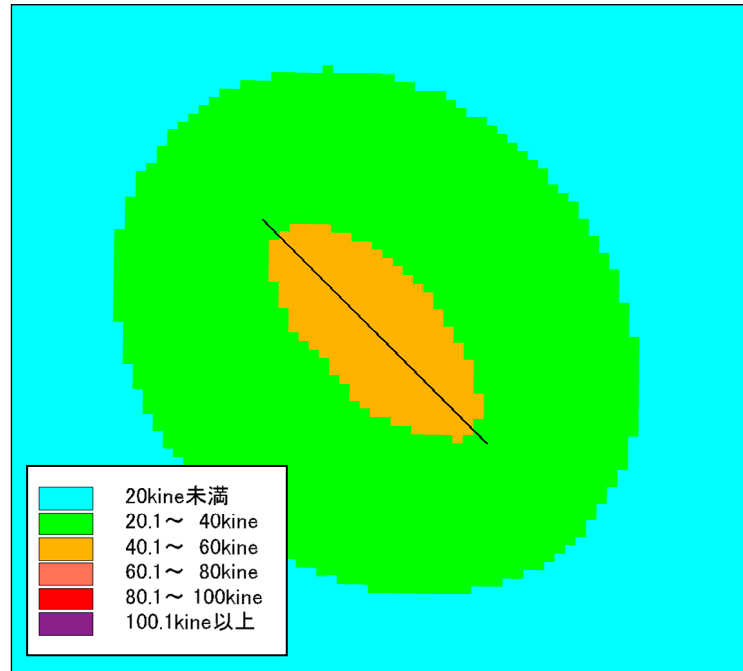
表-2.4.1 断層パラメータ

Mw			7.0
傾斜角		°	90
断層上端深さ		km	5.0
断層長さ		km	35
断層幅		km	15
破壊伝播速度		km/s	2.52
S波速度		km/s	3.5
分割幅	縦	km	1.0
	横	km	1.0

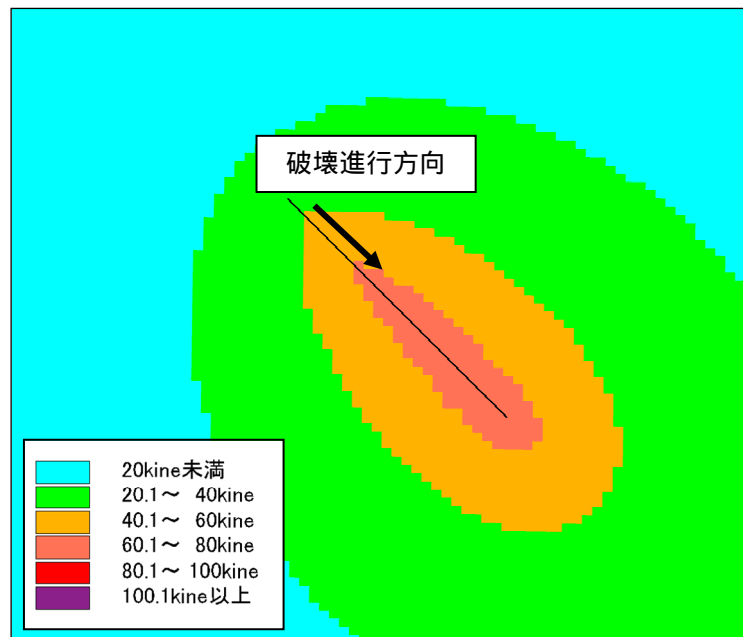


ディレクティビティ効果による影響を確認するためにディレクティビティ効果を考慮しないケースと考慮するケースで等価震源距離を求め、司・翠川<sup>1)</sup>の距離減衰式より基準地盤における最大速度を算出した。図-2.4.2 にそれぞれの基準地盤における最大速度分布を示す。なお、図-2.4.2(b)における断層の破壊伝播方向は、北西から南東の方向である。

図-2.4.2(a)より、ディレクティビティ効果を考慮しない場合には、断層中央を中心に楕円上に最大速度が広がっていることがわかる。これは、ディレクティビティ効果を考慮しない従来の等価震源距離が同じ地点は、楕円上に分布することを表している。一方、図-2.4.2(b)では、ディレクティビティ効果の影響により、破壊が伝播する方向に対して最大速度分布が大きく南東方向に移動し、最大速度も破壊伝播方向の領域では直角方向と比べて大きくなっている。これは、兵庫県南部地震などの既往地震で確認されているディレクティビティ効果と同じ傾向である。



(a)ディレクティビティ効果を考慮しない場合



(b)ディレクティビティ効果を考慮した場合

図-2.4.2 基準地盤における最大速度分布図

## ( 2 ) アスペリティによる効果

等価震源距離は，震源断層の不均質なエネルギー放出の影響(アスペリティ)を表現することが可能である．そこで，震源断層にアスペリティを定義した場合の解析を行い，アスペリティによる影響を検証した．具体的には等価震源距離を求める(2.2.5)式の  $e_m$  (断層面上の各微小領域  $m$  からの地震波エネルギーの相対放出分布) を，大野ほか<sup>2)</sup>を参考に，すべり量の 2 乗と定義した．

アスペリティの位置は，図-2.4.3 に示すように，仮想断層モデルの南東側に配置した．すべり量は「震源断層を特定した地震の強震動予測手法<sup>18)</sup>(レシピ)」より地震モーメントと震源断層の面積，断層面上のせん断弾性係数から算出した．なお，すべり量は背景領域及びアスペリティについてそれぞれ 65cm，182cm とした．

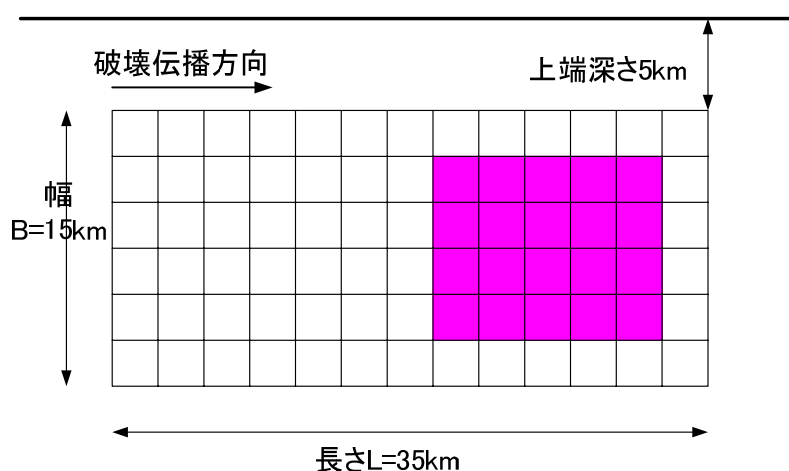
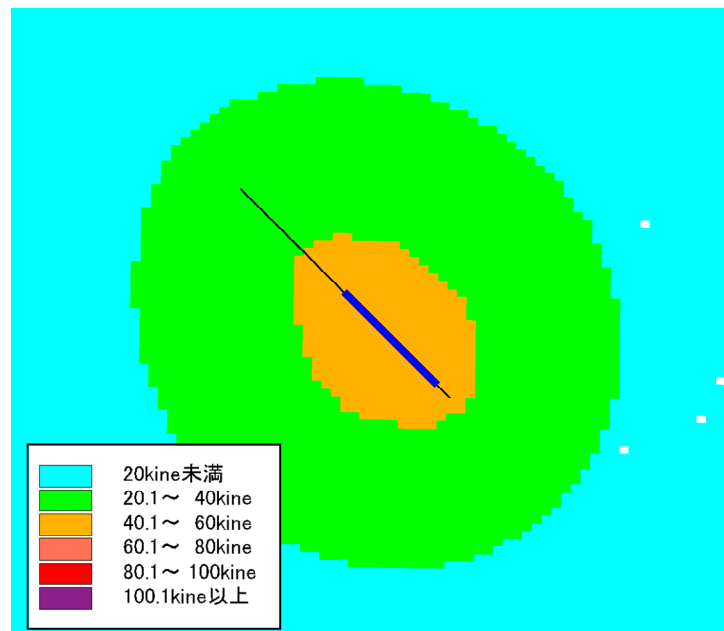


図-2.4.3 断層モデル (赤：アスペリティ)

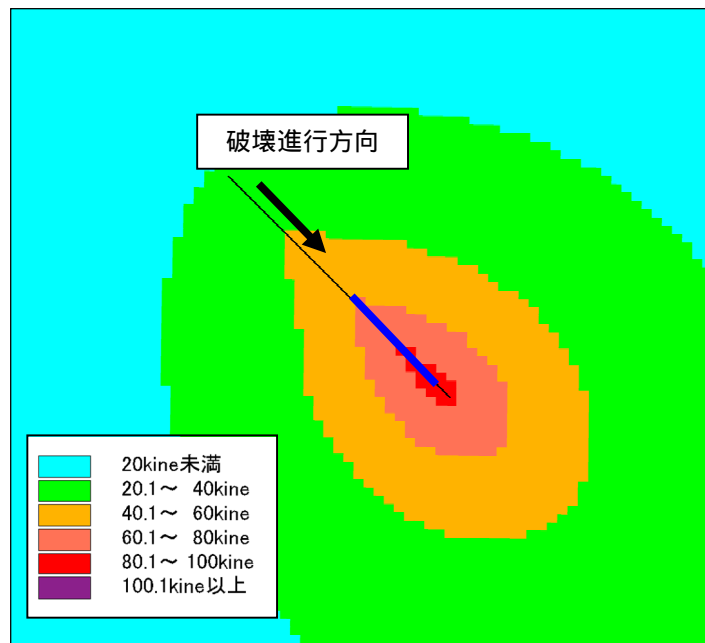
表-2.4.2 断層パラメータ

Mw			7.0
傾斜角		°	90
断層上端深さ		km	5.0
断層長さ		km	35
断層幅		km	15
アスペリティ	すべり量	cm	182
背景領域	すべり量	cm	65
破壊伝播速度		km/s	2.52
S波速度		km/s	3.5
分割幅	縦	km	1.0
背景領域	横	km	1.0

アスペリティを考慮した場合のディレクティビティ効果の影響を図-2.4.4 に示す。この図は基準地盤における最大速度分布を示したものであり、青線はアスペリティの平面位置を示す。ディレクティビティ効果を考慮しない場合については、アスペリティを考慮することで、アスペリティ中心に楕円上の最大速度分布が広がっているのがわかる。これは、等価震源距離がアスペリティを適切に評価した結果といえる。一方、ディレクティビティ効果を考慮した場合は、破壊が伝播する方向に対して最大速度分布が大きく南東方向に移動し、しかもアスペリティ近傍に集中しているのが確認できる。



(a)ディレクティビティ効果を考慮しない場合



(b)ディレクティビティ効果を考慮した場合

図-2.4.4 アスペリティを考慮した場合の基準地盤における最大速度分布図

## 2.5 兵庫県南部地震への適用

兵庫県南部地震では、断層破壊伝播によるディレクティビティの影響が指摘されている<sup>4)</sup>。すなわち、震源から断層破壊伝播方向と同じ北東方向にかけて振幅の大きな地震動が観測されており、この現象はディレクティビティ効果で説明することができる。そこで、提案手法を兵庫県南部地震に適用し、兵庫県南部地震で観測されたディレクティビティ効果の再現を試みた。震源モデルは、釜江・入倉モデル<sup>6)</sup>を採用した。図-2.5.1、表-2.5.1 に断層モデルと断層パラメータを示す。釜江・入倉モデルは、兵庫県南部地震の震源破壊過程を 3 つのサブイベントからなる単純な震源モデルで表わしたものである。本節では、神戸市側で観測された震度 7 の分布を提案手法で再現するために、第 2、第 3 セグメントにのみ、南西から北東方向に向かう破壊伝播効果を考慮することとした。

表層地盤モデルは国土数値情報の 1km メッシュデータを用い、藤本・翠川<sup>19)</sup>による最大速度増幅率 ARV を以下の式より算出した。

$$\log ARV = 2.367 - 0.852 \log AVS30 \pm 0.166 \quad (2.5.1)$$

ここに、AVS30 は深度 30m までの平均 S 波速度(m/s)、右辺最後の数値は標準偏差を示す。また、計測震度は童・山崎<sup>20)</sup>の計測震度と最大速度の関係式より算出した。

$$I = 2.01 \cdot \log PGV + 2.30 \quad (2.5.2)$$

ここに、PGV は地表の水平最大速度(m/s)を示す。

図-2.5.2 に基準地盤における最大速度分布図を示す。ディレクティビティ効果を考慮しない場合はアスペリティを中心に楕円状に地震動分布が広がっていることがわかる。一方、ディレクティビティ効果を考慮した場合は、震源から断層破壊伝播方向と同じ北東方向にかけて、最大速度の大きな領域が移動していることが確認できる。

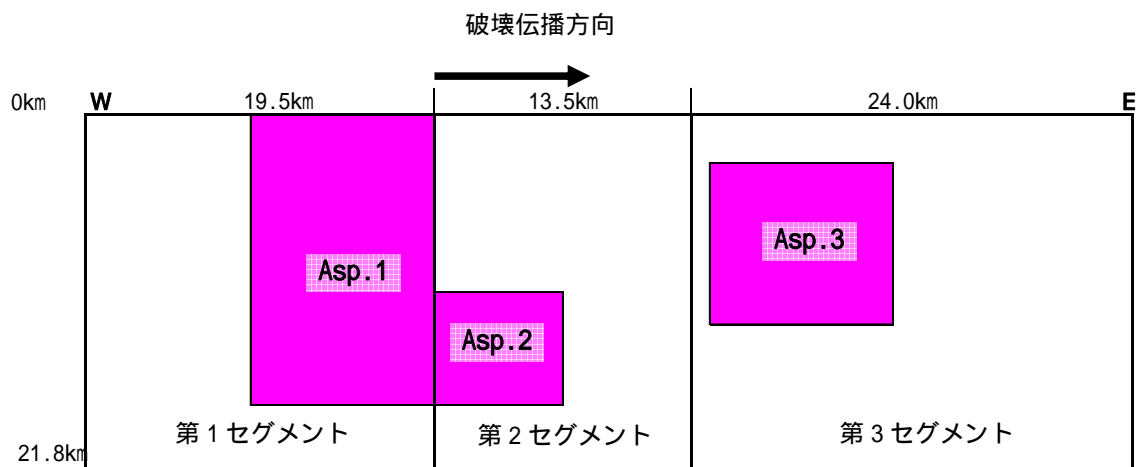
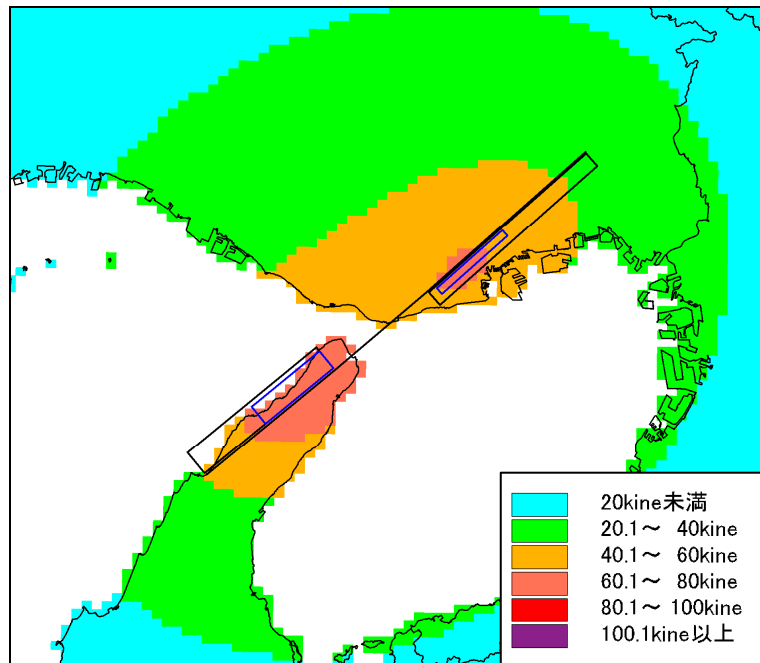


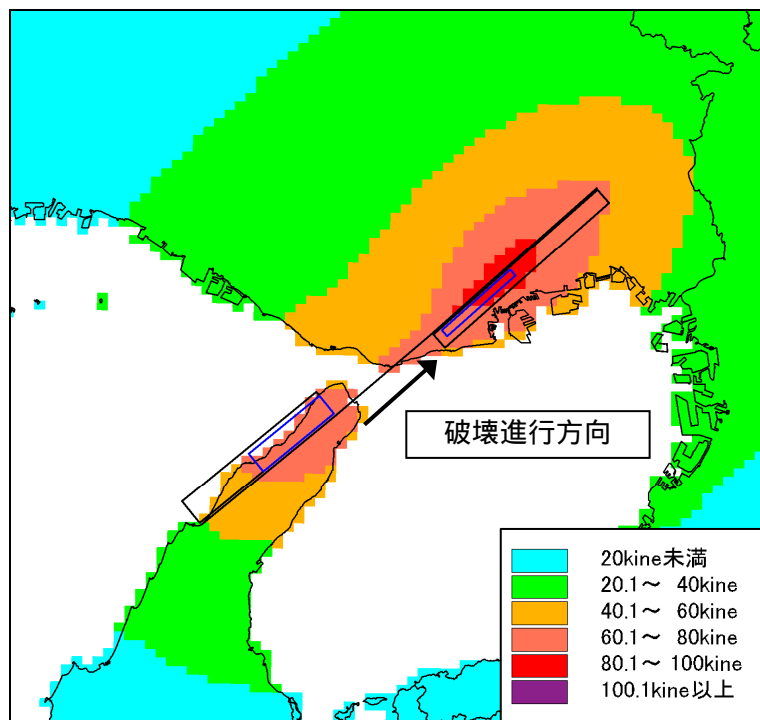
図-2.5.1 兵庫県南部地震の断層モデル（釜江・入倉<sup>6)</sup>）

表-2.5.1 断層パラメータ

M <sub>w</sub>			6.9
断層上端深さ		°	0.0
断層長さ		km	57.0
断層幅		km	21.8
ASP.1	すべり量	cm	173
	傾斜角	°	82
ASP.2	すべり量	cm	252
	傾斜角	°	90
ASP.3	すべり量	cm	134
	傾斜角	°	85
背景領域	すべり量	cm	69
破壊伝播速度		km/s	2.8
S波速度		km/s	3.5
分割幅	縦	km	1.0
	横	km	1.0



(a)ディレクティビティ効果を考慮しない場合



(b)ディレクティビティ効果を考慮した場合

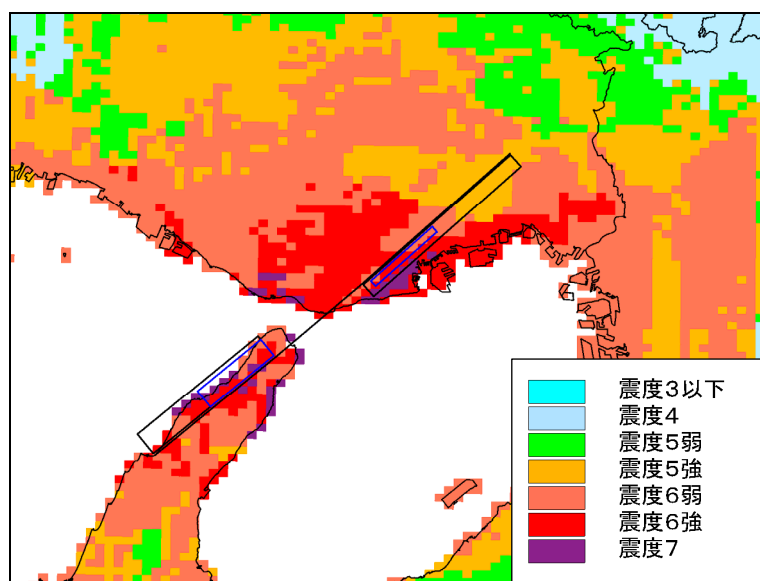
図-2.5.2 基準地盤における最大速度分布図

( : 破壊開始点)

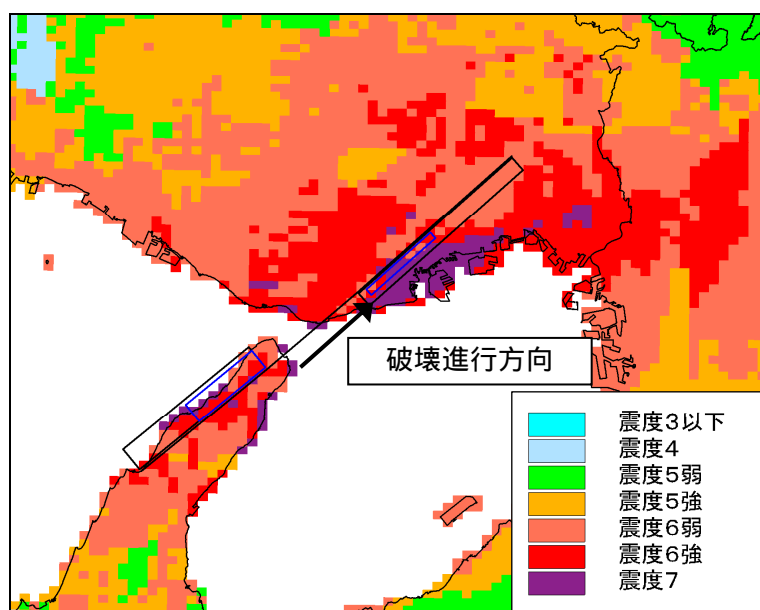
提案手法より求めた震度分布図を図-2.5.3 に示す。この震度分布図は表層地盤の影響を考慮したものである。ディレクティブティ効果を考慮した場合は、図-2.5.2 に示した基準地盤における最大速度分布同様、震源から破壊が伝播する方向に対して、地震動が大きくなっていることが確認でき、兵庫県南部地震の特徴である震災の帯と呼ばれる震度 7 の領域（神戸市西部から尼崎市に至る領域）に対応した領域が、提案手法でも概ね再現できていることがわかる。

図-2.5.4 に気象庁が実施した調査結果（震度 7 の分布）<sup>21)</sup>を示す。気象庁が実施した調査結果と図-2.5.3 に示した提案式による震度分布図と比較すると、提案式による震度分布図の方が、震度 7 の分布を若干広く求められていることがわかる。これは、提案手法により震度 7 と予測された領域の大部分が国土数値情報の微地形区分では埋立地や海岸低地と区分された領域であり、式(2.5.1)の藤本・翠川<sup>19)</sup>の最大速度増幅率の算定式に当てはめると、図-2.5.5 に示すように速度増幅率が 2 以上となっているためであり、若干過大評価している可能性が示唆される。ちなみに、提案手法には深部地盤の不整形性による波動の増幅的干渉効果や非線形増幅特性等を考慮していない。より厳密に再現するためにはこのような地盤特性を考慮する必要がある。





(a)ディレクティビティ効果を考慮しない場合



(b)ディレクティビティ効果を考慮した場合

図-2.5.3 震度分布図



## 2.6 ハイブリッド法との比較

対象とした断層は花折断層帯 ( $M_w=7.2$ ) である<sup>22)</sup>。花折断層帯は滋賀県今津町を北端として京都市左京区に至る直線性の高い右横ずれ断層である。トレンチ調査結果などによると、その活動は花折峠付近を境に北部と南部の2セグメントに区分される。断層の直線性が高いことから鉛直に近い角度と推定され、微小地震分布では東側への85度程度の傾斜を示す。花折断層帯の位置図を図-2.6.1に示す<sup>23)</sup>。



図-2.6.1 花折断層帯の位置図<sup>23)</sup>

対象地域では、地震被害想定のための地震動予測を目的に深部までの詳細な地盤構造が把握されており、ハイブリッド法による地震動予測が可能である。ハイブリッド法とは、理論的計算法などの決定論的アプローチと統計的グリーン関数法などの確率論的アプローチを組み合わせた手法で、広帯域の地震動シミュレーションを可能にする方法として提案された方法である<sup>8)</sup>。具体的には、短周期地震動を統計的グリーン関数法で、長周期地震動を理論計算法でそれぞれ計算し、それぞれに有効な周期帯のフィルターを作用させたのち時刻歴上で足し合わせる。

ハイブリッド法による解析を実施するにあたり、平成 18 年度京都府地震被害想定調査で設定されている花折断層帯の震源モデル<sup>22)</sup>を使用した。花折断層帯の断層モデルと断層パラメータを表-2.6.1、図-2.6.2 に示す。断層モデルは、北部と南部の 2 セグメントから構成されている。ちなみに今回使用した震源モデルは、京都府地震被害想定調査が目的のため、京都府域に最大の被害を及ぼすように設定されている。

表層地盤については、ハイブリッド法により求められた地震波形を工学的基盤における入力波形として、表層地盤の地震応答解析（等価線形化法）により表層地盤の非線形性の影響を考慮した。表層地盤モデルは、ボーリングデータを元に土質・N 値・S 波速度をモデル化し、動的室内試験結果を用いて地盤の非線形性を表現するパラメータを設定した。一方、提案手法において表層地盤の影響を考慮する方法は、同じボーリングデータから深度 30m までの平均 S 波速度をモデル化し、式(2.5.1)の藤本・翠川<sup>18)</sup>の算定式より求めた速度増幅率を用いることとした。

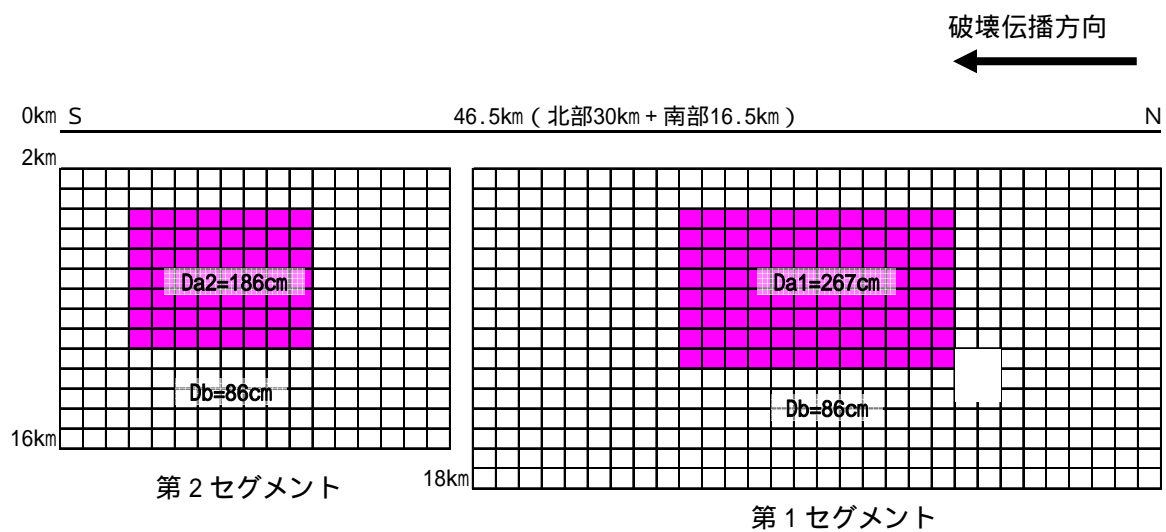


図-2.6.2 断層モデル (赤：アスペリティ)

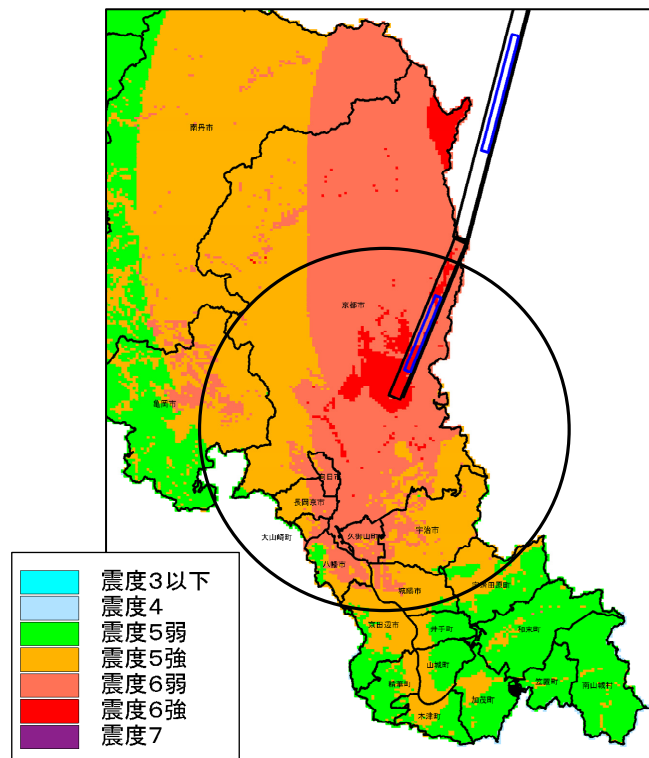
表-2.6.1 断層パラメータ <sup>22)</sup>

		南部	北部
M <sub>w</sub>		7.2	
地震モーメント	dyne・cm	$7.14 \times 10^{25}$	$2.14 \times 10^{26}$
傾斜角	°	85E	85E
断層長さ	km	16.5	30.0
断層幅	km	14.1	16.1
断層面積	km <sup>2</sup>	232.7	483.0
断層上端深さ	km	2.0	2.0
S波速度	km/s	3.5	
密度	t/m <sup>3</sup>	2.7	
破壊伝播速度	km/s	2.52	

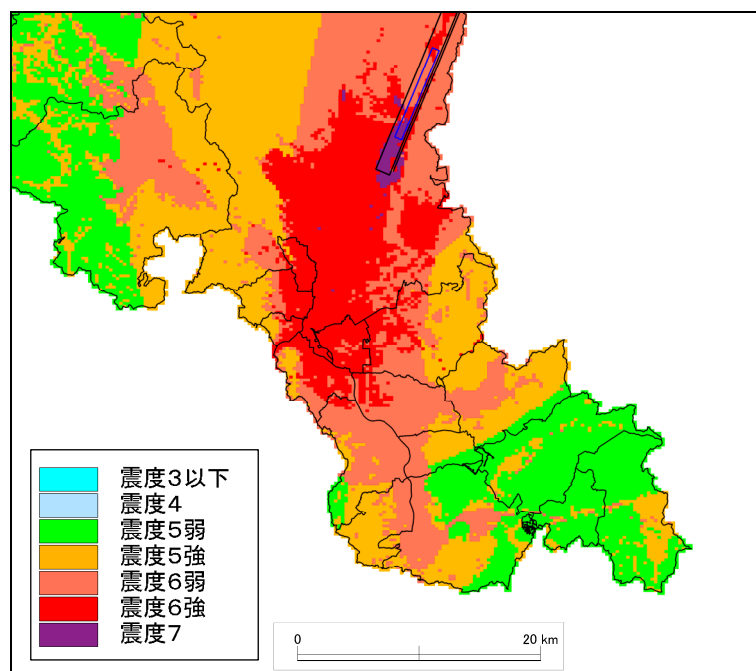
まず、提案手法によるディレクティビティ効果を確認するために、ディレクティビティ効果を考慮した場合と考慮しない場合の震度分布図の比較を行った。図-2.6.3 にその比較図を示す。震源断層の破壊進行方向は、北から南の方向である。ディレクティビティ効果を考慮しない場合は、アスペリティ周辺に大きな揺れが集中しているのがわかる。この震源モデルは、第 1 セグメントのアスペリティの方がすべり量が大きいため、大きな揺れも第 1 セグメントのアスペリティ近傍に集中する結果となっている。一方、ディレクティビティ効果を考慮した場合は、破壊の進行方向にあたる京都市内に大きな揺れが集中する結果となっている。これは、今回設定した震源モデルが京都市内に被害が集中するように、断層全体が北から南の方向に破壊するように設定したためである。

図-2.6.4 にハイブリッド法との比較を示す。同じく震源断層の破壊進行方向は北から南の方向であるが、それに伴い両者とも京都市内に大きな揺れが集中する結果となっている。また、断層の近傍では、震度 7 及び震度 6 強の分布状況は非常に類似しており、提案手法はハイブリッド法によるディレクティビティ効果をよく再現しているものといえる。なお、ハイブリッド法による震度 7 の分布が断層直角方向に細長く分布しているのは、短周期地震動評価の際の重ね合わせにおける地震波の干渉が主な原因と考えられ、必ずしも物理的必然性が無いことに注意が必要である。

一方、断層直角方向の遠方（京都市の南西地域）では、ハイブリッド法のものと比べて、提案式の方が大きく評価されている。これは、ハイブリッド法によるラディエーションパターンが及ぼす影響と考えられ、提案手法にラディエーションパターンの考え方を導入することでこの問題は解消されるものと考えられる。

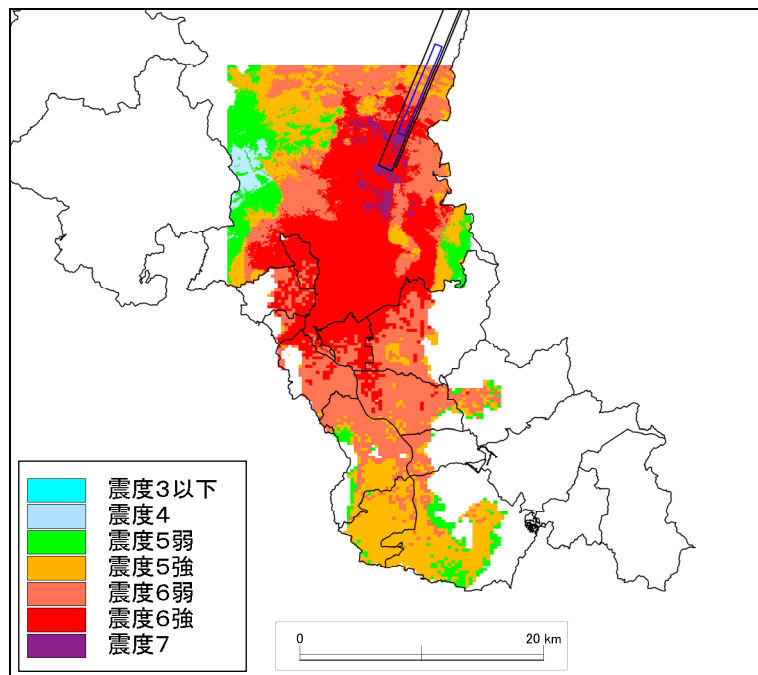


(a)ディレクティビティ効果を考慮しない場合

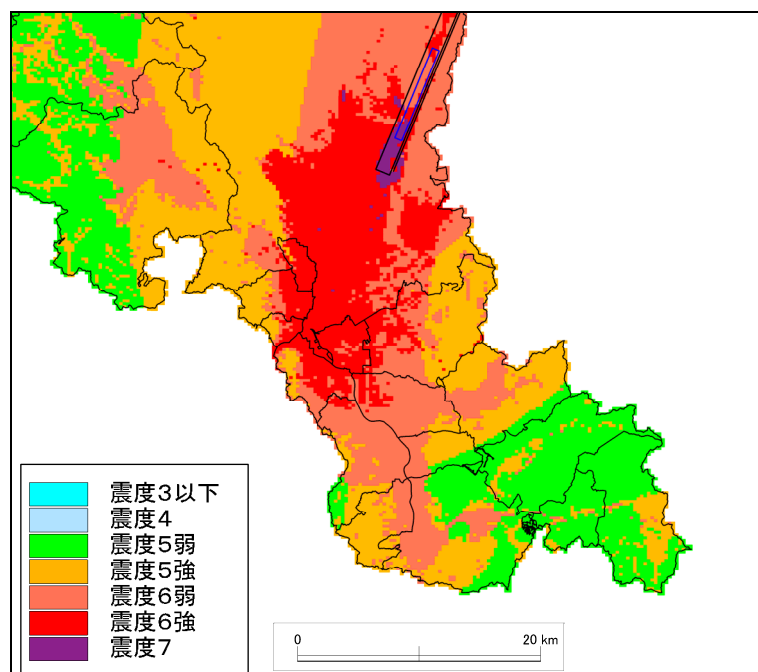


(b)ディレクティビティ効果を考慮した場合

図-2.6.3 ディレクティビティ効果の検証



(a)ハイブリッド法



(b)提案式

図-2.6.4 提案手法とハイブリッド法の震度分布図の比較



## 2.7 結論

本章では、等価震源距離を用いた距離減衰式にディレクティビティ係数を導入することで、距離減衰式に震源特性を考慮する手法を提案した。本章で得られた知見を以下に示す。

- (1) 既往の距離減衰式にディレクティビティ係数を導入することで、マグニチュードや震源距離の他に、破壊開始点や破壊進行方向を指定することができる。
- (2) 単純な断層モデルに対して試計算を行った結果、ディレクティビティ係数の効果により破壊が伝播する方向に対して最大速度で 2 倍程度大きくなることが分った。これは、既往研究成果と整合するものである。
- (3) 兵庫県南部地震による検証では、震災の帯と呼ばれる震度 7 の領域（神戸市西部から尼崎市に至る領域）は概ね再現できたものの、提案手法による結果の方が震度 7 の分布が若干広く想定されている結果となった。これは、今回表層モデルとして使用した国土数値情報では被災地域の微地形区分が埋立地や海岸低地と区分されており、表層地盤の影響が過大評価されていることが一因と考えられる。
- (5) ハイブリッド法との比較では、震源断層の近傍ではハイブリッド法によるディレクティビティ効果をよく再現できることが確認できたが、震源断層から離れている遠方では、提案手法の方が若干大きく評価される傾向にあることが分かった。これは、提案手法にラディエーションパターンの考え方を導入していないためと考えられる。

今後の課題としては、提案手法にラディエーションパターンの考え方を導入すること、横ずれ断層のみを対象にしているが、逆断層にも適用できるように拡張すること、が挙げられる。

### 参考文献（第 2 章）

- 1) 司宏俊・翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文報告集，第 523 号，63-70，1999
- 2) Susumu Ohno, Tokiharu Ohta, Tomonori Ikeura and Masayuki Takemura：Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field，Tectonophysics，218，69-81，1993
- 3) David M. Boore and William B. Joyner：The effect of directivity on the stress parameter determined from ground motion observations，Bulletin of the Seismological Society of America，Vol. 79，No. 6，1984-1988，1989
- 4) 大野晋：震源の広がりを考慮した経験的地震動評価に関する研究，東北大学博士論文，1999.9

- 5) 鶴来雅人・澤田純男・入倉孝次郎・土岐憲三：アンケート調査による兵庫県南部地震の大阪府域の震度分布，土木学会論文集，No.612/I-46，165-179，1994
- 6) 釜江克宏・入倉孝次郎：1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，第 500 号，29-36，1997
- 7) Kamae, K., K. Irikura, and A. Pitarka : A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function , Bull. Seism. Soc. Am. , 88 , 357-367. , 1998
- 8) 入倉孝次郎・釜江克宏：1948 年福井地震の強震動-ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現 - , 地震 2 , 52 , 129-150. , 1999
- 9) 福島美光：地震動強さの距離減衰式(経験式)に関する最新の研究動向，地震，46，513-532，1993
- 10) 翠川三郎：より信頼度と精度の高い強振動予測をめざして，日本地震学会研究討論会資料 41-50，1999
- 11) 小山順二：短周期地震波の方位依存性，地震，40，397-404，1987
- 12) 武村雅之，太田外気春，稗園成人：地震動の平均応答スペクトルを評価する経験式の物理的基礎，日本建築学会構造系論文報告集，372，1-9，1987
- 13) Joyner, W.B. : Strong motion from surface waves in deep sedimentary basins , Bull. Seism. Soc. Am. , 90 , S95-S112 , 2000
- 14) 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之：強震動予測の現状と将来の展望，地震，51，pp.339-354，1998
- 15) Boatwright, J. and D. M. Boore : Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics , Bull. Seism. Soc. Am. , 72 , 1843-1865 , 1982
- 16) 理論地震動研究会編著：地震動 - その合成と波形処理 - ，鹿島出版会，1994
- 17) Geller, R.J. : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes , Bull. Seism. Soc. Am. , 66 , 1501-1523 , 1976
- 18) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006)：「全国を概観した地震動予測地図」報告書 2006 年版分冊 2「震源断層を特定した地震動予測地図の説明」(平成 17 年 3 月 23 日，平成 18 年 9 月 25 日改訂，平成 19 年 5 月 28 日一部修正)
- 19) 藤本一雄・翠川三郎：近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係，日本地震工学会論文集，Vol.6，No.1，11-22，2006.
- 20) 童華南・山崎文雄：地震動強さ指標と新しい気象庁震度との対応関係，生産研究 48 巻 11 号，31-34，1996
- 21) 大阪管区気象台 気象庁地震予知情報課：1995 年兵庫県南部地震とその余震活動
- 22) 京都府総務部防災室：平成 18 年度京都府地震被害想定調査
- 23) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：三方・花折断層帯の長期評価について，2003

### 第3章 特性化グリーン関数に基づく地震動の応答スペクトルの予測手法

#### 3.1 概説

一般的に地震動の構造物に対する破壊力は、最大加速度で決まるのではなく、最大速度の大きさに関係するとの考えが有力である。しかし、1999年に発生した台湾集集地震では、最大速度が300m/secを超える観測点の周辺地域で被害があまり大きくなかったのに対して、最大速度が50~100m/secの地域で大きな被害があるなど、最大速度だけでは破壊力は評価できないことが確認された<sup>1)</sup>。

第1章で述べたように距離減衰式とは、マグニチュードと震源距離、地盤増幅率等をパラメータとした比較的簡易な地震動予測手法であり、少ないパラメータで信頼性の高い結果を得られることが大きな特徴である。距離減衰式によって得られる評価値は、特性値(最大値)もしくは応答スペクトルであり、最近では、緊急地震速報や地方自治体の地震被害想定調査、地震ハザードマップの作成などに広く利用されている。しかしながら、複雑な震源破壊過程や地盤構造の影響等が十分に表現できないという問題を抱えており、近年距離減衰式に震源破壊過程を取り込む研究が幾つか報告されている<sup>2)</sup>。

そこで、本章では、既往の等価震源距離<sup>3)</sup>を用いた応答スペクトルの距離減衰式に、断層破壊による破壊伝播効果(ディレクティビティ効果)と放射特性(ラディエーションパターン)の導入を試みた。具体的には、断層破壊によって生じる震源特性の影響を、オメガ・スクエア・モデルと等価なスペクトル形状を持つ最も単純な波形(本研究では、この波形を「特性化グリーン関数」と呼ぶ)の重ね合わせで評価する。次に特性化グリーン関数を用いて理論的に評価した波形から応答スペクトル補正係数を求め、既往の距離減衰式より求めた応答スペクトルにかけ合わせることで、地震動の応答スペクトルを求めるというものである。

提案手法は、マグニチュードや震源距離等の、いわゆる「マクロ断層パラメータ」に加え、従来の距離減衰式では考慮できなかった断層破壊過程を規定する破壊開始点やアスペリティ等の「ミクロ断層パラメータ」を設定できるだけでなく、統計的グリーン関数法などと比較して距離減衰式の結果を補正するという手法構成から、予測結果が非常に安定しているという点が、大きな特徴である。

以下、本章の構成を概説する。

まず、3.2節では、既往の応答スペクトルの距離減衰式について述べる。本章は、既往の応答スペクトルの距離減衰式に断層破壊過程による効果を導入することで、簡便で信頼性が高い地震動予測手法の開発を試みたものであるが、この予測手法に用いる距離減衰式は等価震源距離をパラメータとして応答スペクトル値を予測するものであれば、何れの距離減衰式でもよい。本節では、代表的な安中ほか<sup>4)</sup>及び大野ほか<sup>5)</sup>の距離減衰式について概説する。

3.3節では、提案手法のプロセスについて述べる。ここでは、代表的な地震動予測方法の一つである統計的グリーン関数法と比較して、その問題点を挙げるとともに、特性化グリーン関数と呼ばれる地震動を評価する新しい波形の概念を提案し、統計的グリーン関数法の問題点を克服する評価手法を提案する。

3.4節では、提案手法の妥当性を検証するために単純な断層モデルを設定し、様々なケースで計算を行うことで、提案手法が理論的に問題ないことを検証する。

3.5節では、提案手法より求めた予測結果と統計的グリーン関数法による予測結果の比較を行う。具体的には、横ずれ断層の有馬・高槻断層帯と逆断層の生駒断層を対象に統計的グリーン関数法を実施し、提案手法より求めた応答スペクトルと比較することで、提案手法が統計的グリーン関数法より優れた手法であることを立証する。

3.6節では、提案手法を兵庫県南部地震に適用し、得られた結果と観測記録と比較することで、提案手法の妥当性を検証する。

3.7節では、新潟県中越沖地震について、提案手法による結果と観測記録と比較することで、提案手法が観測記録を適切に再現できることを示す。

最後に3.8節で、本章で得られた結論についてまとめる。

### 3.2 応答スペクトルの距離減衰式

距離減衰式は、多くの地震観測記録を統計解析することによって最大加速度や最大速度などの地震動特性値や応答スペクトルの平均的な値を求めるもので、非常に信頼性の高い地震動予測法とされているが、地震のマグニチュードや震源距離などのマクロ断層パラメータ以外のミクロ断層パラメータを評価することが困難である。一方、ミクロ断層パラメータによって表現される断層破壊過程による効果は、特定の場所、特定の周期で著しく増減幅するため、パラメータの設定次第で地震動予測値が大きく変動し、得られた結果が予測値として妥当かどうかの評価が難しい。

そこで、本章では断層破壊過程による影響を考慮した上で、妥当な結果が安定して得られる信頼性の高い地震動予測手法の開発を試みる。具体的には断層破壊過程による影響を補正係数として評価し、既存の距離減衰式に掛け合わせる方法を提案する。このとき使用する既往の距離減衰式は、等価震源距離<sup>3)</sup>をパラメータとして応答スペクトル値を予測するものであれば、何れのものでも良い。本章では、距離減衰式から求めた応答スペクトル値を、マグニチュードと震源距離以外の震源パラメータの影響を平均化したもの、として取り扱う。

#### (1) 安中ほか<sup>4)</sup>による応答スペクトルの距離減衰式

安中ほかによって提案された応答スペクトルの距離減衰式は、(3.2.1)式に基づいて、日本全国の高密度強震観測網 (K-Net, KiK-net, 気象庁 95 型震度計観測網) による 1996 年 6 月から 2003 年 12 月までの気象庁マグニチュード (MJ) 5.0 以上、震源深さ 200km 以下の地震に対する記録と、2004 年に発生した主な地震 (紀伊半島沖地震や新潟県中越地震など) に対する記録から作成されたものである。

$$\begin{aligned} \log SA(T) = & C_m(T)M + C_h(T)H_C + S_C(T, EQTYPE) \\ & - \log X_{eq} - (C_{do}(T) + C_{dh}(T)H_C)X_{eq} \\ & + C_0(T) + G_C(T, SITE) \end{aligned} \quad (3.2.1)$$

ここに、 $SA(T)$ は周期  $T$ における減衰 5%の加速度応答スペクトル (水平 2 成分の幾何平均)、 $M$ は気象庁マグニチュード、 $H_C$ は断層面中心の深さ、 $C_m(T)$ 、 $C_h(T)$ 、 $C_{do}(T)$ 、 $C_{dh}(T)$ 、 $C_0(T)$ は各パラメータの影響を表す係数、 $S_C(T, EQTYPE)$ は平均的な震源特性からの地震タイプによる偏りを補正する係数、 $G_C(T, SITE)$ は標準的な地点特性からのよる対象地点における偏りを補正する係数、 $X_{eq}$ は等価震源距離である。標準的な地点特性は定数項  $C_0(T)$ で表現され、この係数を補正することで地表面を標準とした場合と工学的基盤を標準とした場合のどちらにも適用可能である。

この距離減衰式の特徴は、等価震源距離が利用できること、地表面、工学的基盤のどちらでも適用

可能なこと，減衰 5%の加速度応答スペクトル（水平 2 成分の幾何平均）が算出できることである．

## （ 2 ）大野ほか<sup>5)</sup>による応答スペクトルの距離減衰式

下に示す大野ほかによって提案された応答スペクトルの距離減衰式は，カリフォルニアの強震記録データベースに基づいて作成されたもので，内陸地震の震源近傍の強震記録が充実しているため，震源近傍まで適用可能な式となっている．使用した強震記録は，カリフォルニア州で観測された 1940 年から 1994 年までの 58 地震 662 記録である．特徴としては，地盤種別として，第三紀以前，更新世，完新世に分類している点および水平動，上下動のそれぞれの応答スペクトルを算出できる点が挙げられる．日本での適用性については，日本の内陸地震記録との比較を行っており，第三紀以前，更新世については，適用性は良いが，完新世では過小評価する可能性があるとの結論に至っている．

### ・ 水平動

$$\begin{aligned}\log SH_{ter}(T) &= a(T)M_w - \log X_{eq} - b(T)X_{eq} + c_h(T) && \text{( 第三紀以前 )} \\ \log SH_{pl}(T) &= \log SH_{ter}(T) + dp_h(T) && \text{( 更新世 )} \\ \log SH_{hol}(T) &= \alpha_h(T)\log SH_{ter}(T) + \beta_h(T) && \text{( 完新世 )}\end{aligned}\tag{3.2.2}$$

### ・ 上下動

$$\begin{aligned}\log SV_{ter}(T) &= a(T)M_w - \log X_{eq} - b(T)X_{eq} + c_v(T) && \text{( 第三紀以前 )} \\ \log SV_{pl}(T) &= \log SV_{ter}(T) + dp_v(T) && \text{( 更新世 )} \\ \log SV_{hol}(T) &= \alpha_v(T)\log SV_{ter}(T) + \beta_v(T) && \text{( 完新世 )}\end{aligned}\tag{3.2.3}$$

ここに， $SH(T)$ は周期  $T$ における減衰 5%の水平加速度応答スペクトル（水平 2 成分）， $SV(T)$ は周期  $T$ における減衰 5%の上下加速度応答スペクトル， $M_w$ はモーメントマグニチュード， $a(T)$ ， $b(T)$ ， $c_h(T)$ ， $c_v(T)$ ， $dp_h(T)$ ， $dp_v(T)$ ， $\alpha_h(T)$ ， $\alpha_v(T)$ ， $\beta_h(T)$ ， $\beta_v(T)$ は各パラメータの影響を表す係数である．

この距離減衰式の特徴は，等価震源距離が利用可能なこと，地盤の種別（第三紀以前，更新世，完新世）に応じた距離減衰式が用意されていること，減衰 5%の水平上下の加速度応答スペクトルが算出可能なことである．

### 3.3 断層の破壊伝播効果及び放射特性の評価方法

#### 3.3.1 統計グリーン関数法の問題点

断層の破壊伝播効果や放射特性等を考慮して地震動予測を行う代表的な方法として、統計的グリーン関数法<sup>6)7)</sup>がある。この方法は、統計的に求められたパラメータに基づき、震源スペクトルに従った要素波形をホワイトノイズで修正することによって作成する。次に大地震の震源断層を要素断層に分割し、要素断層から発生する要素波形が断層の破壊過程に応じた時間遅れに従って放射されるという仮定に基づき、要素波形を重ね合わせることで大地震の波形を予測する。要素断層モデルを作成する際に、震源（破壊開始点）の位置や、非一様破壊領域（アスペリティ）等の影響を考慮することができる。この方法は、一般的に対象サイトにおける観測記録がない場合や広域の予測を行う場合に多く用いられており、ランダム位相に基づいているため周期1秒程度以下の短周期領域の予測精度は比較的良いとされている。

ただし、重ね合わせる要素波形同士の干渉などによって、予期せぬ特異な波形が生成される場合もあり、その出現位置や特性がランダムのため、地震動予測の結果として採用するには注意が必要である。また、統計的グリーン関数は乱数位相を用いているため、理論的にはコヒーレントな波形が望まれる長周期領域でさえ位相がランダムになり、そのランダムネスを規定する乱数の設定いかんによっては波形形状が安定しない。この問題に対しては、香川<sup>8)</sup>が長周期帯域で位相と振幅のバラツキの小さい要素地震波を生成する方法を提案している。

本章では、上述の欠点を克服するために、距離減衰式によって予測された平均的な応答スペクトル値に、統計的グリーン関数法が考慮する断層破壊過程や放射特性を加味する手法を開発する。断層モデルは、統計的グリーン関数法と同様に、断層面を要素断層に分割したもので表現し、破壊開始点及びアスペリティを設定できるものとする。

### 3.3.2 特性化グリーン関数

これまでに観測された地震動記録の解析から、震源スペクトルは  $\omega^{-2}$  モデルに従う例が多く<sup>9)</sup>、また地震動予測によく用いられる経験的グリーン関数法<sup>10)</sup>においても  $\omega^{-2}$  モデルを採用することで観測記録をよく再現できることが確認されており、代表的な震源スケーリング・モデルとなっている。

そこで提案手法では、各要素断層から発生する地震波を  $\omega^{-2}$  モデル (Omega-Square Model) と等価なスペクトル形状を持つ最も単純な波形で表現した。この波形は、変位波形を立ち上がり時間  $\tau$  の三角波と仮定したもので、この変位フーリエスペクトルは、コーナー周波数  $f_c (=2/\tau)$  より低周波数側でフラット、高周波数側で周波数の  $\omega^{-2}$  乗に比例する。この波形を微分して速度波形に変換すると図-3.3.1のような矩形波になるので、ステップ関数で表現できる。この要素波形を、断層から放射される地震動の特性を最も単純なモデルとして表現するグリーン関数という意味で、「特性化グリーン関数」と名付けることにする。ただし、変位フーリエスペクトルの短周期領域で値が大きく落ち込んでいる部分が見られるが、この領域は統計的グリーン関数で評価可能とされているランダムネスが大きい領域であり、また最終的には距離減衰式の応答スペクトルに掛け合わされるため、提案手法では大きな問題とはならないと考えられる。

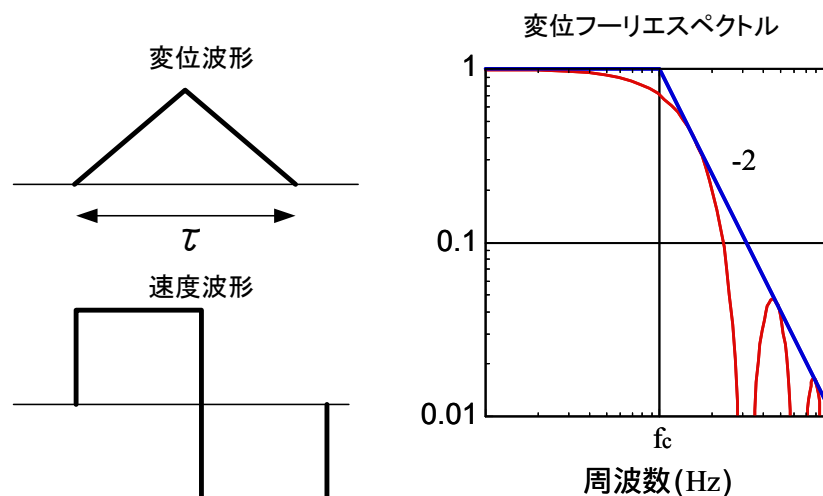


図-3.3.1 特性化グリーン関数の模式図



### 3.3.2 破壊伝播効果及び放射特性の評価方法

ある地点で観測される地震動は、式(3.3.1)に示す理論地震動式<sup>11)</sup>で評価する。すなわち、全ての要素断層からの特性化グリーン関数の速度表現である矩形波を重ね合わせるにより、断層の破壊伝播効果及び放射特性を考慮した対象サイト  $k$  における速度波形  $\dot{u}_k(t)$  を評価する。

$$\dot{u}_k(t) = \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^m \left[ F_{ijk}^{SH} \{H(t - T_{ij}^{S1}) - 2H(t - T_{ij}^{S2}) + H(t - T_{ij}^{S3})\} \right. \\ \left. + F_{ijk}^{SV} \{H(t - T_{ij}^{S1}) - 2H(t - T_{ij}^{S2}) + H(t - T_{ij}^{S3})\} \right] \\ F_{ijk}^{SH} = \frac{R_{ij}^{SH}}{\beta^3 r_{ij}} D_{coef}, \quad F_{ijk}^{SV} = \frac{R_{ij}^{SV}}{\beta^3 r_{ij}} D_{coef} \quad (3.3.1) \\ T_{ij}^{S1} = S_{ij} + \frac{r_{ij}}{\beta}, \quad T_{ij}^{S2} = T_{ij}^{S1} + \frac{\tau}{2}, \quad T_{ij}^{S3} = T_{ij}^{S1} + \tau$$

ここに、 $i, j$  は要素断層を表し、 $r_{ij}$  は対象サイトまでの距離、 $R_{ij}^{SH}$ 、 $R_{ij}^{SV}$  は各々 SH 波と SV 波に対するラディエーション係数、 $S_i$  は破壊伝播時間、 $\tau$  は立ち上がり時間、 $D_{coef}$  はすべり量比を示す。また、 $\beta$  は S 波速度、 $H(t)$  はステップ関数である。このように各サイトの速度波形がステップ関数の重ね合わせで表現できるため、計算時間を大幅に短縮できる。すなわち式(3.3.1)によってステップ時間( $T_{ij}$ )とステップ振幅( $F_{ijk}$  や  $2F_{ijk}$  など)の組を記憶し、これらの組をステップ時間の小さい順にソートすれば、重ね合わせた後の波形を求めることができる。また、破壊開始点から各要素断層までの破壊伝播時間  $S_{ij}$  は式(3.3.2)で求めた。

$$S_{ij} = \frac{C_{ij}}{V_r} \quad (3.3.2)$$

ここに、 $C_{ij}$  は破壊開始点から要素断層までの距離、 $V_r$  は破壊伝播速度である。

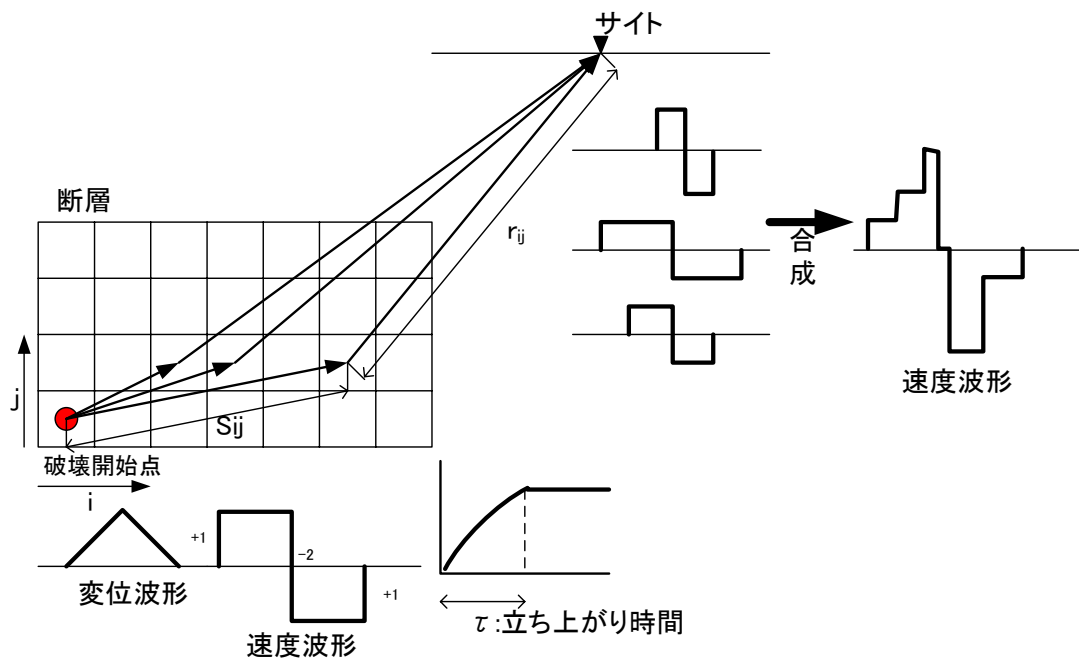


図-3.3.2 地震断層の破壊伝播効果と放射特性を簡易に評価する方法

### 3.3.3 提案手法の手順

提案手法の手順を以下に示す．

各要素断層から発生する特性化グリーン関数を式(3.3.1)で重ね合わせ処理することで、あるサイトにおける速度波形を算出する（図-3.3.2 参照）．放射特性の周波数依存性を導入するために周波数領域（本研究では 0.5Hz～5Hz の間で 6 領域，0.5Hz 以下で 1 領域，5Hz 以上で 1 領域の 8 領域）毎にラディエーション係数を遷移させた．ラディエーション係数は各周波数領域で段階的に変化させたものを用いる香川<sup>8)</sup>の方法を採用した．香川の方法は，釜江ほか<sup>12)</sup>が Monte Carlo 法で検討したのに対して，計算の高速化を図ることができる．

$$R_{\theta\phi}(f) = \frac{(\log(f_2) - \log(f))R_{\theta\phi 0} + (\log(f) - \log(f_1))R_{\theta\phi m}}{\log(f_2) + \log(f_1)} \quad (3.3.3)$$

ここに， $R_{\theta\phi 0}$  は理論的に評価されるラディエーション係数， $R_{\theta\phi m}$  は等方放射として平均化されたラディエーション係数， $f_1$ ， $f_2$  は理論的放射から等方的放射に遷移する周波数を示す．本研究では，釜江ほか<sup>12)</sup>を参考に  $f_1 = 0.5\text{Hz}$ ， $f_2 = 5.0\text{Hz}$  と設定した．各要素断層から発生する矩形波の重ね合わせは，NS，EW 成分に変換して実施する．

各周波数領域毎に算出した速度波形をフーリエ変換し，バンドパスフィルターで該当する周波数領域を抽出する．これらを足し合わせて全周波数領域のフーリエスペクトルを求め，逆フーリエ変換して，時刻歴波形に戻す（図-3.3.3 参照）．この波形は，絶対値を持たない相対値としての振幅値と地震動の位相特性を評価する波形という意味で，本研究では「特性化位相波形」と呼ぶこととする．次に，NS 成分，EW 成分で表された特性化位相波形の最大ベクトル方向を卓越方向とし，卓越方向からプラス・マイナス 45 度の方向に特性化位相波形を成分変換する（図-3.3.4 参照）．これは，後述する の中で等価震源距離が等しい地点の平均応答スペクトルを求めるときに必要な処理であり，最大ベクトル方向のプラス・マイナス 45 度の方向は，方位平均したものと同等になるとの仮定に基づく．最後に卓越方向からプラス・マイナス 45 度に成分変換した特性化位相波形から応答スペクトルを算出する．

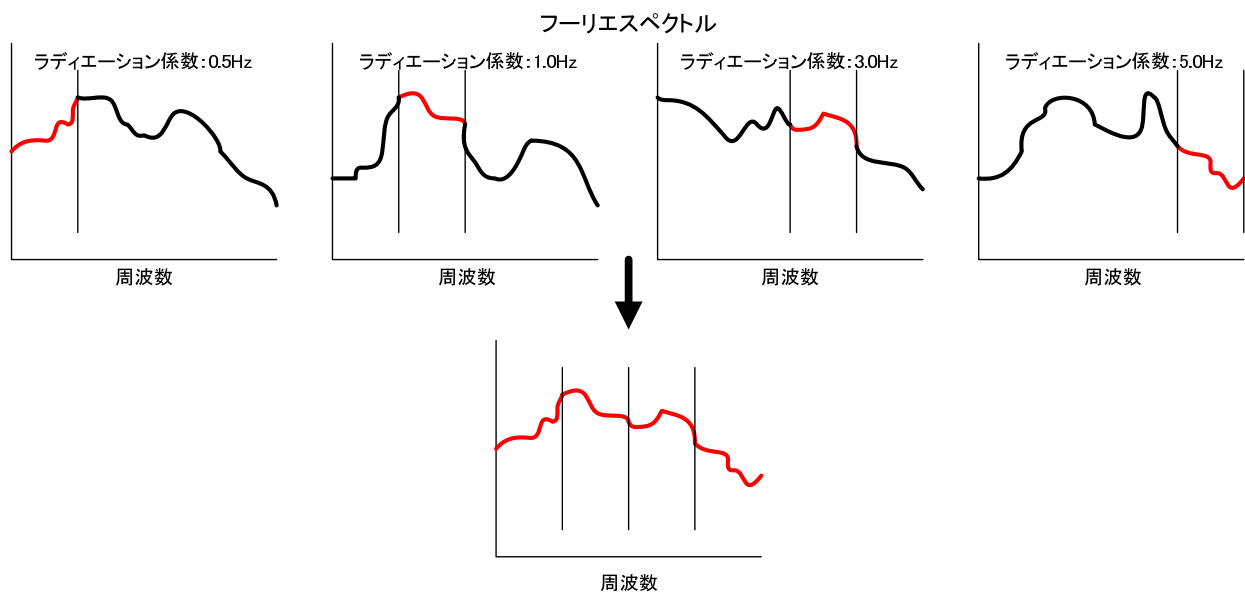


図-3.3.3 全周波数領域の重ね合わせ方法

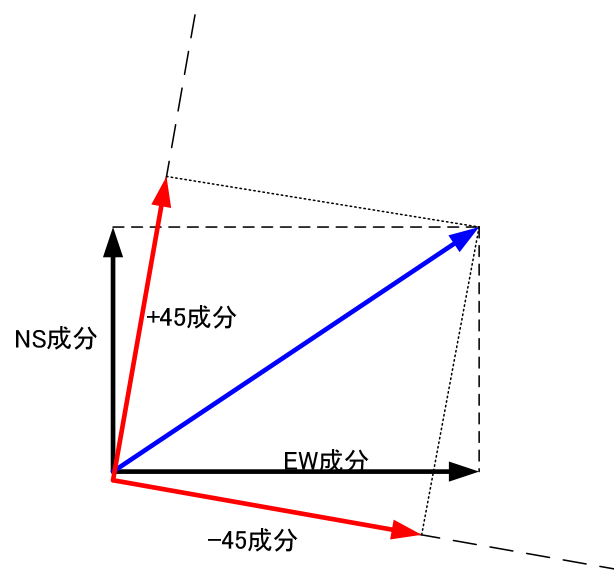


図-3.3.4 特性化位相波形の成分変換

で作成した応答スペクトルから対象サイト（ ）と等価震源距離が等しいサイト（図-3.3.5の破線上のサイト）の応答スペクトルを抽出し、これらの応答スペクトルの平均値を算出する。ここで、提案手法ではこの平均応答スペクトルを、距離減衰式から求めた応答スペクトルと同等なものとして考える。

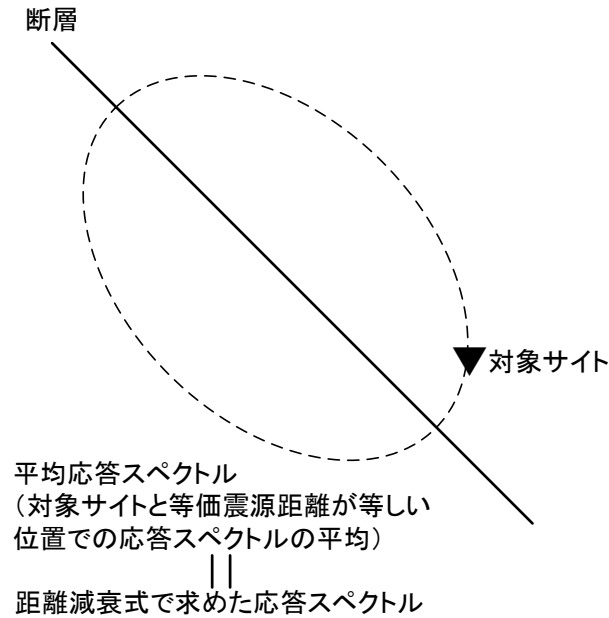


図-3.3.5 平均応答スペクトルの考え方

次に対象サイトの応答スペクトル値と、平均応答スペクトル値の比を求める。これを、距離減衰から求めた応答スペクトルを補正する「応答スペクトル補正係数」と呼ぶこととする。

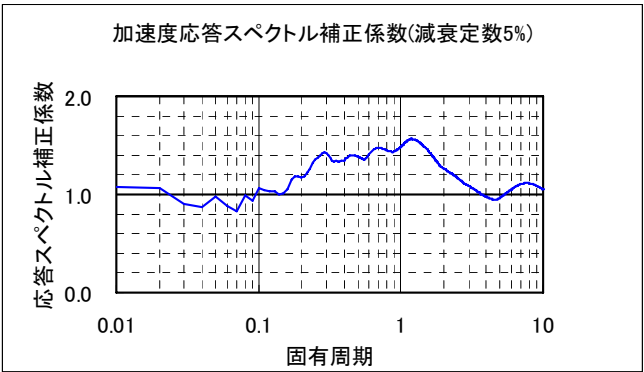
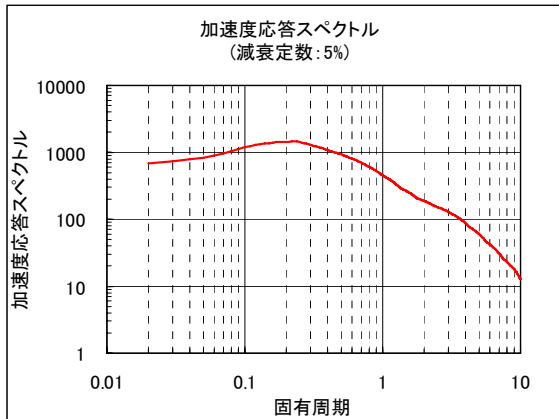
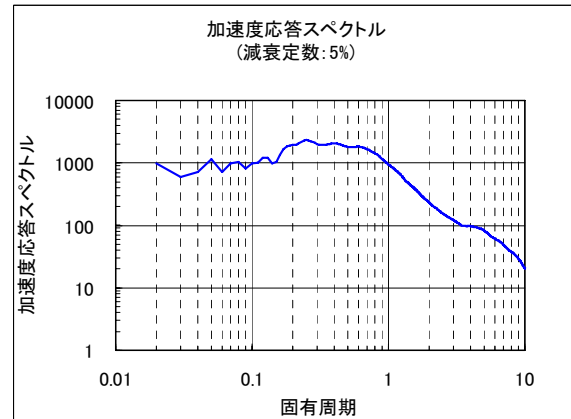


図-3.3.6 応答スペクトル補正係数の作成例

最後に距離減衰式から求めた応答スペクトル値に、応答スペクトル補正係数を掛け合わせることで、断層の破壊伝播効果と放射特性を考慮した応答スペクトル値を算出する。



(a)距離減衰式から求めた応答スペクトル



(b)補正係数を掛けあわせた応答スペクトル

図-3.3.7 応答スペクトルの作成例

本来、距離減衰式から求まる値とは、地震間のバラツキと地震内のバラツキの両方を含めた平均の値である。地震間のバラツキとは、同じマグニチュードで様々な地震を対象としたときのバラツキであり、地震内のバラツキとはある地震を対象としたときの観測地点の違いによるバラツキである。後者には、破壊伝播による方位依存性や地震波の放射特性の影響のほか、伝播特性の違いや地盤特性の違いが含まれている。翠川ほか<sup>13)</sup>によれば、地震間のバラツキに比べて地震内のバラツキの方が大きいことが確認されている。本研究では、等価震源距離が等しい観測点から求めた平均応答スペクトルと、距離減衰式から求めた応答スペクトルとは同等なものと仮定しているが、これは距離減衰式中に含まれている地震間のバラツキを無視することに他ならない。

### 3.4 試計算結果

#### 3.4.1 解析モデル

仮想的な断層モデルを設定し，提案手法の妥当性を検証した．仮想断層モデルは，内陸の地殻内断層で  $M_w=7.0$  の横ずれ断層とした．図-3.4.1 および表-3.4.1 に計算に用いた仮想断層モデルの諸元を示す．断層モデルは，長さ  $L=30\text{km}$ ，幅  $B=15\text{km}$ ，上端深さ  $=5\text{km}$ ，傾斜角  $90^\circ$  とした．断層のほぼ中央にアスペリティ長さ  $L=10\text{km}$ ，幅  $B=10\text{km}$  を配置した．アスペリティとは，大地震の震源断層面上に特にすべり量が多い領域のことであり，大地震の震源近傍での地震動を再現するためには，このアスペリティのモデル化が必要とされている．ラディエーション係数は  $0.5\text{Hz}$  以下で理論放射特性を， $5\text{Hz}$  以上で等方的な放射特性を示すように遷移させた<sup>8)12)</sup>．なお，ここでは地盤による影響は考慮していない．

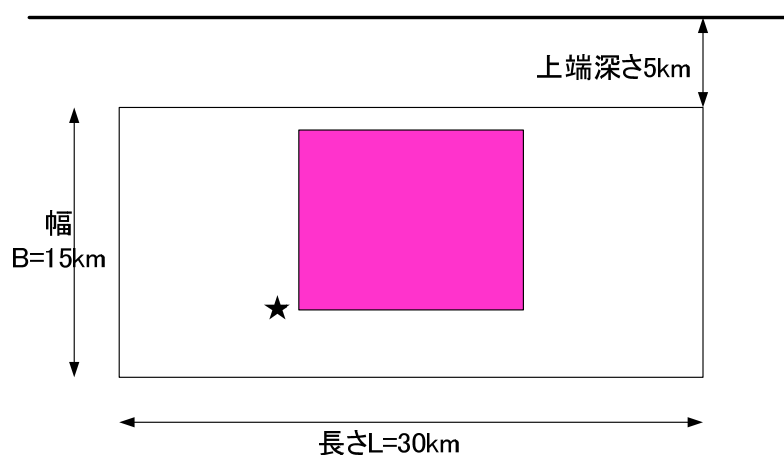


図-3.4.1 断層モデル（★：破壊開始点,赤：アスペリティ）

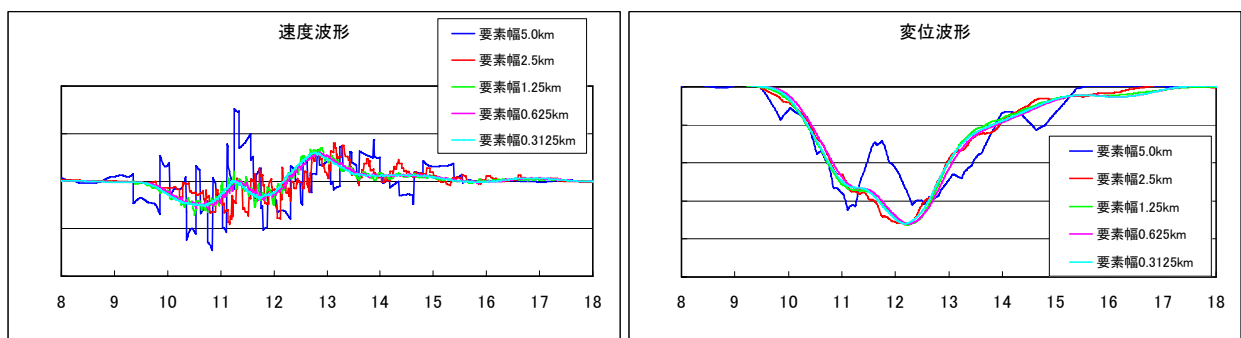
表-3.4.1 断層パラメータ

$M_w$		7.0
上端深さ		5
長さ(km)		30
断層幅(km)		15
傾斜角( $^\circ$ )		90
アスペリティ	すべり量(cm)	180
	ライズタイム(s)	1.0
背景領域	すべり量(cm)	60
破壊伝播速度(km/s)		2.52
S波速度(km/s)		3.5
分割幅	縦(km)	0.3125
	横(km)	0.3125

### 3.4.2 要素断層幅の影響

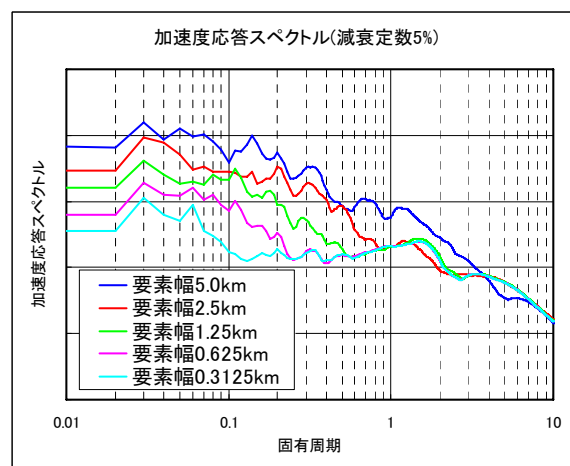
要素断層の大きさが解析結果に与える影響を確認するために、要素幅を変化させて解析を行った。比較する要素幅は、5.0km(6×3)、2.5km(12×6)、1.25km(24×12)、0.625km(48×24)、0.3125km(96×48)とした。

図-3.4.2 に速度波形、変位波形、加速度応答スペクトルの比較図を示す。加速度応答スペクトルは、長周期領域では要素幅による違いが見られないが、短周期領域では要素幅が小さくなるに従い応答値が小さくなっている。また、要素幅が小さくなるに従い長周期領域から短周期領域に向けて徐々に収束していることがわかる。これは、要素幅を小さくすればするほど、より理論に近い形で評価され、精度が確保されている周期帯域が短周期側に広がることを示しているといえる。またこの図より、要素幅が 0.3km であれば、周期 0.3 秒程度までは精度が確保されることがわかる。ただし、提案手法では、これより短周期帯域であっても、予測結果の平均値は距離減衰式で拘束されているので、これにランダムな変動が付加されるに過ぎない。



(a)速度波形

(b)変位波形



(c)加速度応答スペクトル

図-3.4.2 要素幅が解析結果に与える影響（提案手法）



### 3.4.3 統計的グリーン関数による要素断層幅の影響

ここで、3.4.2と同様の検討を統計的グリーン関数法についても行った。なお、統計的グリーン関数法の計算は、釜江ほかの手法<sup>7)</sup>に従っている。

釜江ほか<sup>7)</sup>による統計的グリーン関数法は、断層面を小断層に分割し、小断層ごとに Boore<sup>6)</sup>の統計的震源モデルを分布させ、Irikura<sup>10)</sup>の方法で  $-2$  モデルに従うように重ね合わせる方法である。小地震による観測記録波がない場合にも使用できるが、各要素波形の位相が乱数によって計算されており、特に短周期で有効な方法といわれている。Boore<sup>6)</sup>の地震基盤における加速度フーリエ振幅は、以下のように与えられる。

$$A(\omega) = CM_0 S(\omega, \omega_c) \cdot P(\omega, \omega_{\max}) \cdot \exp(-\omega R/2Q_s) / R \quad (3.4.1)$$

ここに、 $M_0$ は地震モーメント、 $Q_s$ はS波のQ値で通常、以下のようになる。

$$Q_s = Q_0 f^n \quad (3.4.2)$$

ここに、釜江ほか<sup>7)</sup>では、 $Q_0=110$ 、 $n=0.5$ としている。さらに  $C$ は次式で与えられる定数である。

$$C = R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN / 4\pi\rho\beta^3 \quad (3.4.3)$$

ここに、 $R$  はラディエーションパターンであり、短周期での平均値としては 0.55～0.63 を用いる。 $FS$ は自由表面による増幅効果で、通常は 2 (Boore<sup>6)</sup>) を用いるが、表層地盤の影響をも考慮する場合はその増幅係数を用いる。 $PRTITN$ は波動エネルギーを水平 2 成分に分割するための係数で、通常は 1/2 を用いる。 $\rho$  と  $\beta$  は密度と S 波速度である。(3.4.1)式の  $S(\omega, \omega_c)$ は、震源の  $-2$  モデルで、次式で与えられる。

$$S(\omega, \omega_c) = \omega^2 / (1 + (\omega/\omega_c)^2) \quad (3.4.4)$$

ここに、 $\omega_c$ はコーナー円振動数で、コーナー周波数  $f_c$ は次式を用いている。

$$f_c = \omega_c / \pi = 10^{(23.8 - \log_{10} M_0)/3} \quad (3.4.5)$$

さらに(3.4.1)式で  $P(\omega, \omega_{\max})$ は高振動数のカットオフを規定する関数で、次式を用いている。

$$P(\omega, \omega_{\max}) = 1 / (1 + \omega/\omega_{\max}) = 1 / (1 + f/f_{\max}) \quad (3.4.6)$$

円振動数  $\omega_{\max}$  または振動数  $f_{\max}$  が高振動数を規定するパラメータで、釜江ほか<sup>7)</sup>は次式を用いている。

$$f_{\max} = 7.31 \times 10^3 M_0^{-0.12} \quad (3.4.7)$$

図-3.4.3 に加速度応答スペクトルの比較図を示す。図-3.4.2 とは反対に、加速度応答スペクトルは短周期領域では要素幅による違いは見られないが、長周期領域では要素幅が小さくなるに従い応答値が小さくなっていることがわかる。これは、各要素波形の位相が乱数によって計算されているためで、重ね合わせ数が増加するとそのランダムネスの影響で、長周期領域では理論通り重ね合わされていないためと考えられる<sup>8)</sup>。すなわち、統計的グリーン関数法は長周期領域を正しく評価することはできないことを示している。前述したように、長周期領域の重ね合わせの問題に対しては、香川<sup>8)</sup>が長周期帯域で位相と振幅のバラツキの小さい要素地震波を生成する方法を提案している。一方、短周期領域で要素幅の影響を受けないのは、要素幅の大きいケースでも短周期領域では既にランダム加算の仮定が成り立つ状態になっており、さらにランダムネスを増加させても結果が変化しないためと考えられる。すなわち、短周期領域では単にランダムな結果が得られているだけで、断層破壊過程による影響を適切に評価しているとは言い難い。

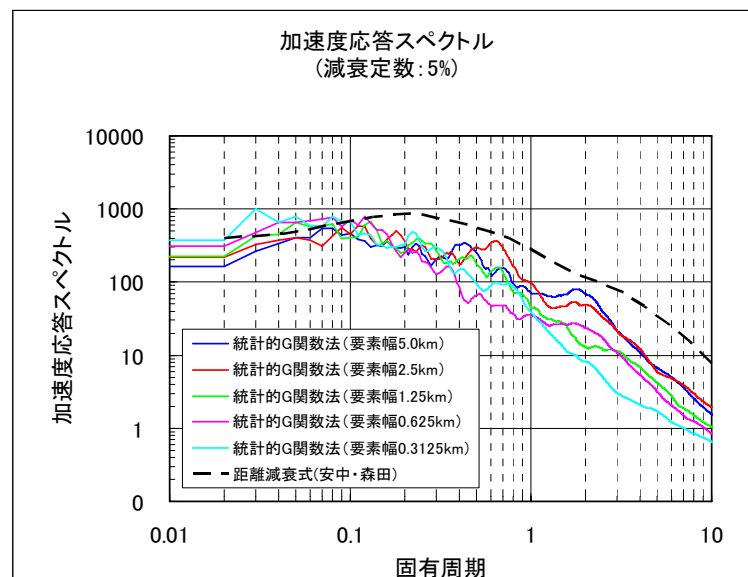


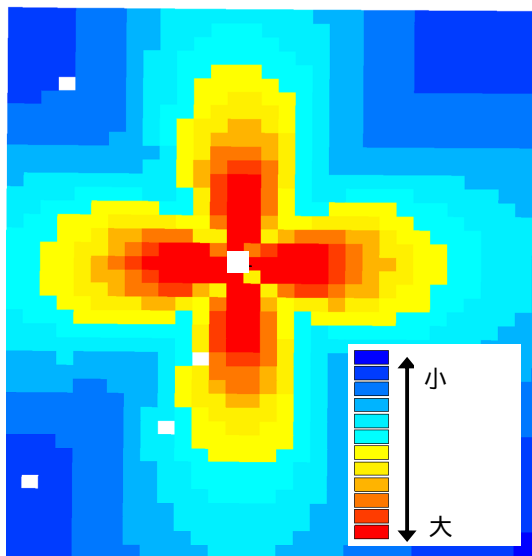
図-3.4.3 要素幅が解析結果に与える影響（統計的グリーン関数法（釜江ほか<sup>7)</sup>））

### 3.4.4 破壊伝播効果と放射特性

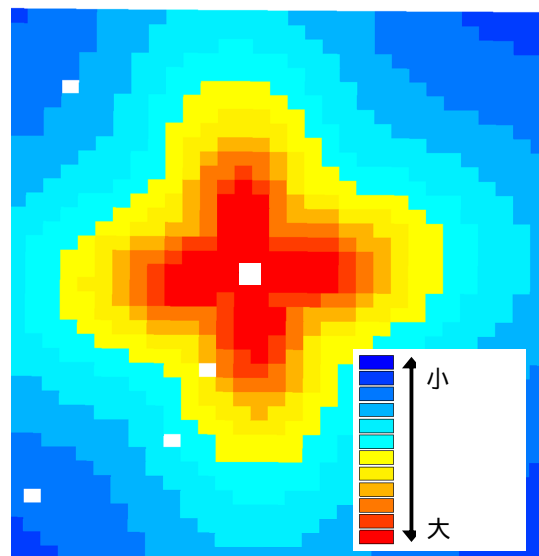
特性化グリーン関数の重ね合わせによって、破壊伝播効果（ディレクティビティ）と放射特性（ラディエーションパターン）が適切に評価できているか検証する。ディレクティビティ効果とは、断層破壊伝播に起因する一種のドップラー効果であり、破壊の進行方向にある観測点では、観測される地震波形の継続時間が短くなり、振幅も短時間に集約されるため、大振幅となる現象のことをいう。提案手法では、ディレクティビティ効果を特性化グリーン関数の重ね合わせで評価している。

震源断層近傍では、地震波の放射特性の影響を大きく受けることが知られている。これまでの研究成果でも明らかなように（例えば Wald et al<sup>14)</sup>）、長周期領域では、震源近傍で明瞭な放射特性が観測されている。一方、短周期領域では放射特性が明瞭でなく、また長周期領域でも震源距離が遠くなるにつれて等方的な形状になる。この原因として、震源の破壊の複雑さ、媒質の不均質性が指摘されている。提案手法では、釜江ほか<sup>12)</sup>および香川の方法<sup>8)</sup>を参考に放射特性は 0.5Hz 以下で理論放射特性を、5Hz 以上で等方的な放射特性を示すように遷移させた方法を採用している。点震源を想定したときの最大速度分布を図-3.4.4 に示す。長周期領域では理論放射特性を、短周期領域では等方的な放射特性を示している。

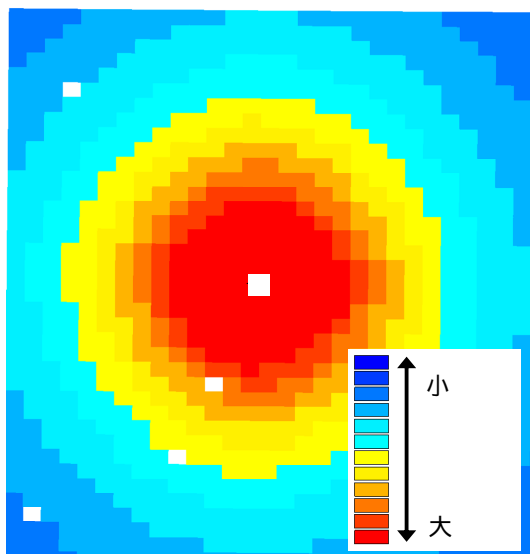
次に提案手法におけるディレクティビティと放射特性の効果を確認する。図-3.4.5に、特性化グリーン関数の重ね合わせによって求めた特性化位相波形から該当する周波数領域を抽出した波形の最大速度振幅分布を示す。図中の が破壊開始点、緑線がアスペリティの平面位置を示す。長周期領域で顕著に現れるディレクティビティ効果については、図-3.4.5(a)より破壊の進行方向に応じて、振幅が大きくなっていることが確認できる。この解析条件では破壊開始点から破壊が同心円上に進展しているため、バックワード側でも比較的大きな値が得られている。また放射特性については、長周期領域の図-3.4.5(a)では理論放射特性が十分表現できていることが確認できる一方、図-3.4.4(b)の短周期領域では、等方的な放射特性に遷移していることがわかる。



(a)0.5Hz

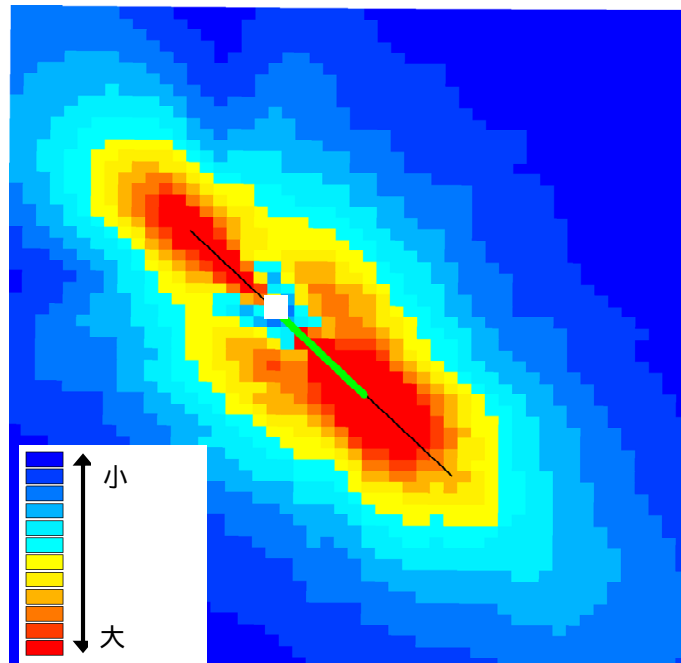


(b)1.5Hz

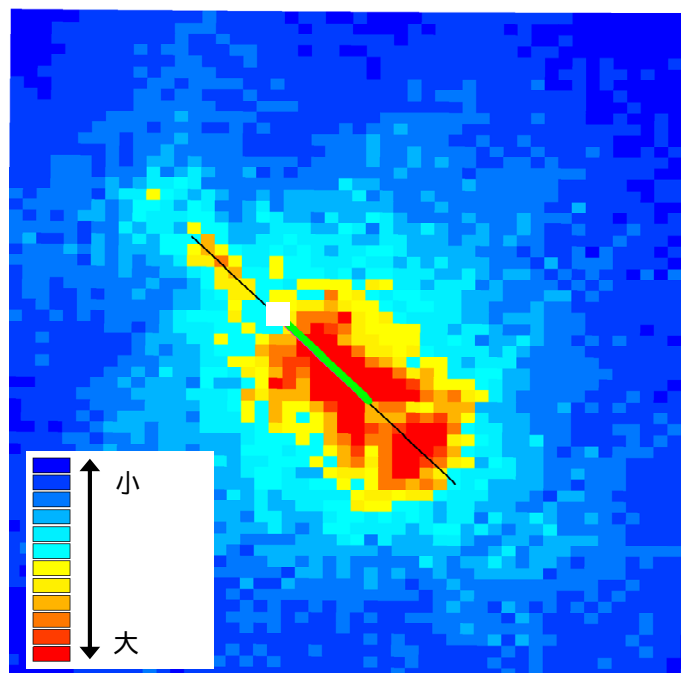


(c)5.0Hz

図-3.4.4 ラディエーションパターンによる最大速度分布（点震源）



(a)0.5Hz



(b)5.0Hz

図-3.4.5 特性化位相波形の最大速度振幅分布

### 3.4.4 解析結果

図-3.4.7, 図-3.4.8 に代表地点で求めた変位フーリエスペクトルと加速度応答スペクトルをそれぞれ示す。図中の地点番号は, 図-3.4.6 上に示されている。変位フーリエスペクトルは, 地震の特性であるオメガ・スクエア・モデルと合致するスペクトル形状を示していることがわかる。

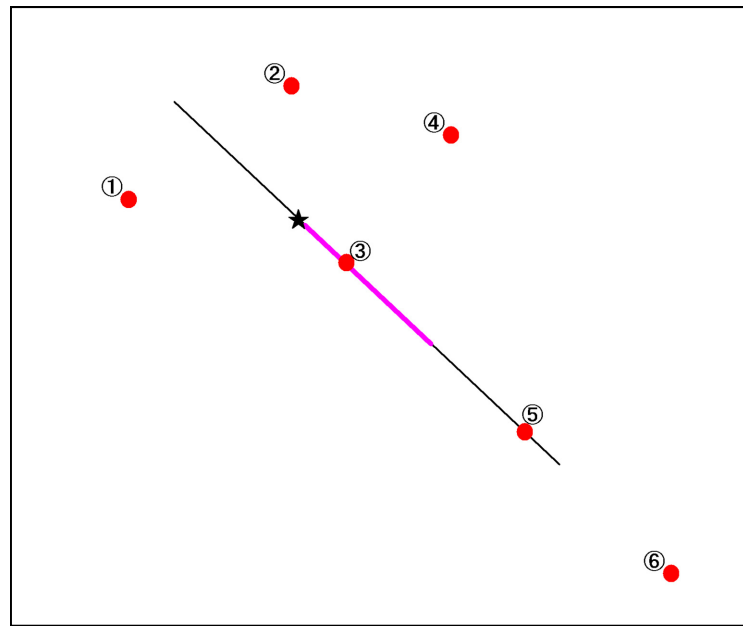
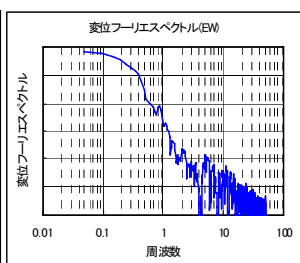
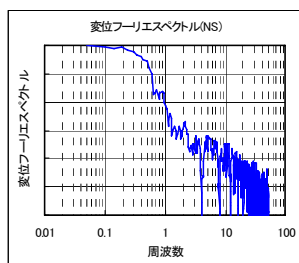
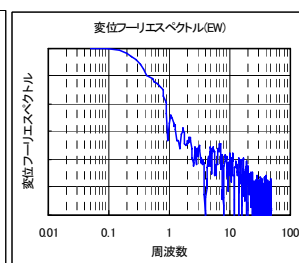
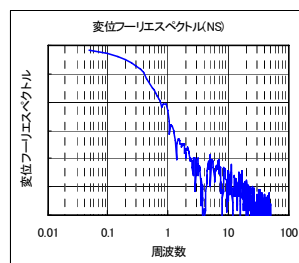


図-3.4.6 評価地点の位置  
( : 破壊開始点, 赤 : アスペリティ )

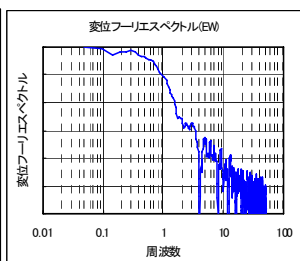
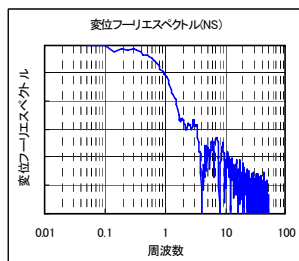
地点 : 53350087



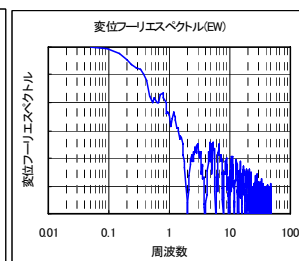
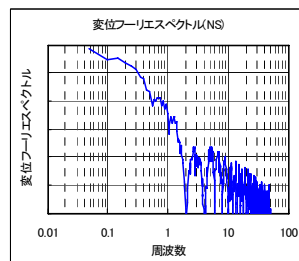
地点 : 53351155



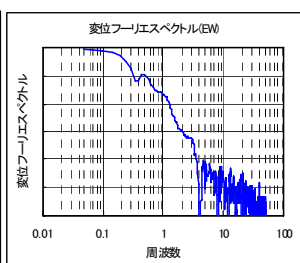
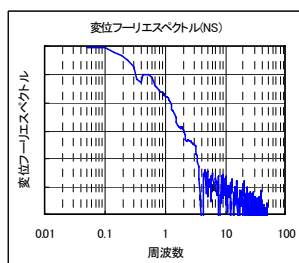
地点 : 53350148



地点 : 53351223



地点 : 52357247



地点 : 52356354

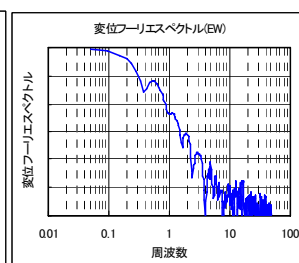
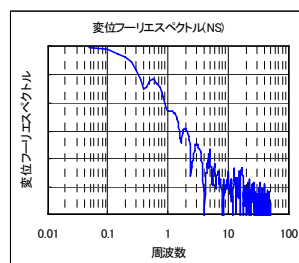
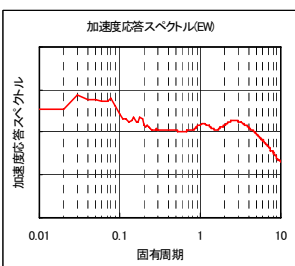
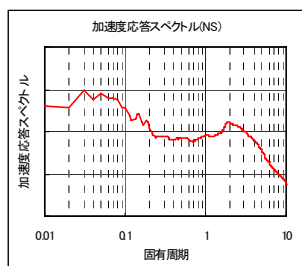
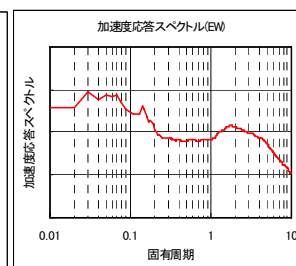
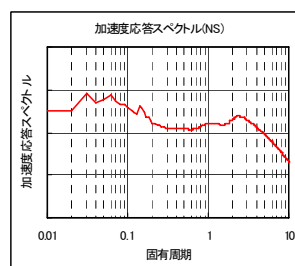


図-3.4.7 変位フーリエスペクトル

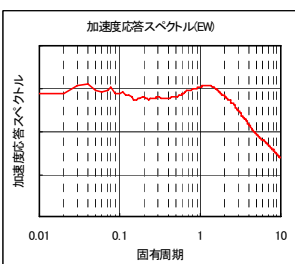
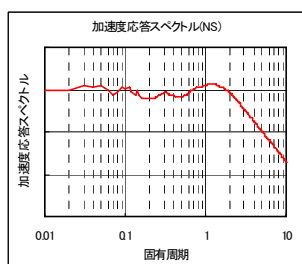
地点 : 53350087



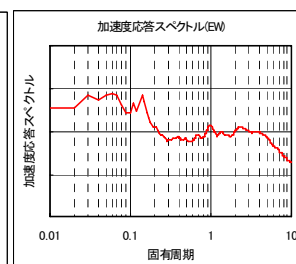
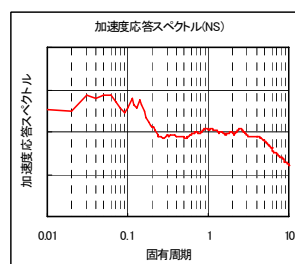
地点 : 53351155



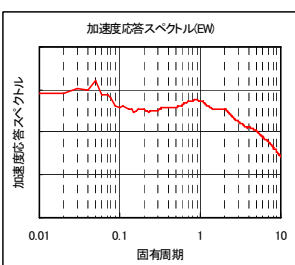
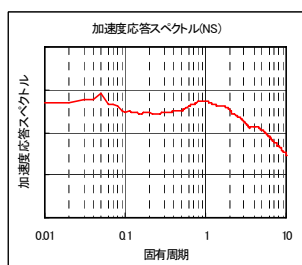
地点 : 53350148



地点 : 53351223



地点 : 52357247



地点 : 52356354

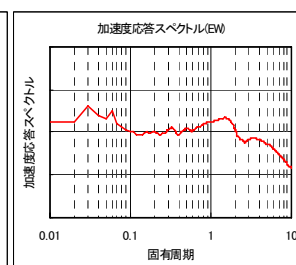
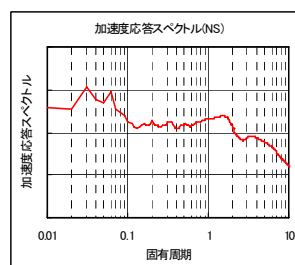
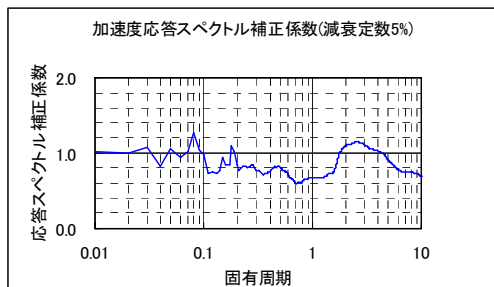


図-3.4.8 加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)

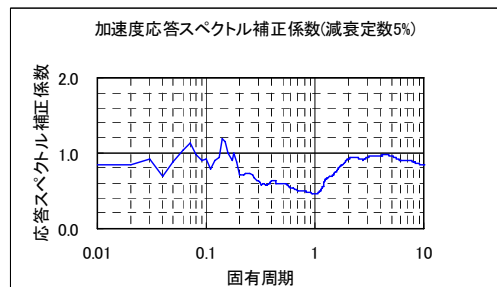


次に、断層の破壊伝播効果と放射特性を評価した応答スペクトル補正係数を求める。応答スペクトル補正係数とは、対象とする地点と等価震源距離が等しい地点の応答スペクトルの平均値と対象地点の応答スペクトルの比であり、固有周期毎の対象地点の振幅特性を評価している。ここでは、提案手法に用いる距離減衰式に安中ほか<sup>4)</sup>の距離減衰式を使用しているため、その距離減衰式に従い各成分で求めた応答スペクトル補正係数を幾何平均している。図-3.4.9 に各地点で求めた応答スペクトル補正係数を示す。ディレクティビティの影響を受ける地点（, )と受けにくい地点（, , )については周期 1 秒付近の領域でその違いがはっきり表れていることがわかる。また大野<sup>15)</sup>のカリフォルニアの強震記録に基づいた断層近傍の破壊伝播効果の整理結果によると、断層平行方向と直交方向の振幅は、平均的には直交方向のほうが 2 倍程度大きくとなっており、この解析結果と概ね整合する。

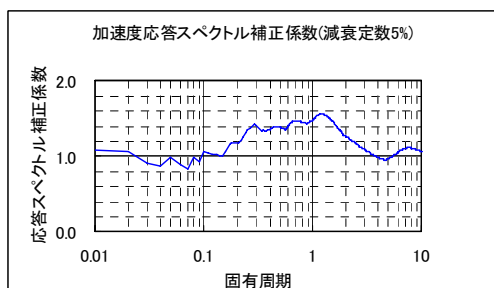
地点 : 53350087



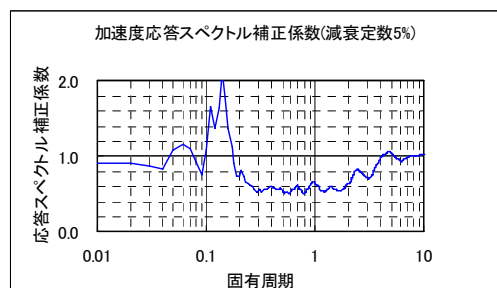
地点 : 53351155



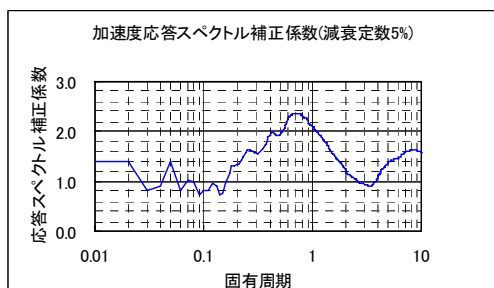
地点 : 53350148



地点 : 53351223



地点 : 52357247



地点 : 52356354

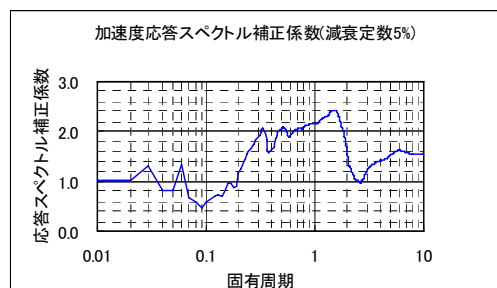
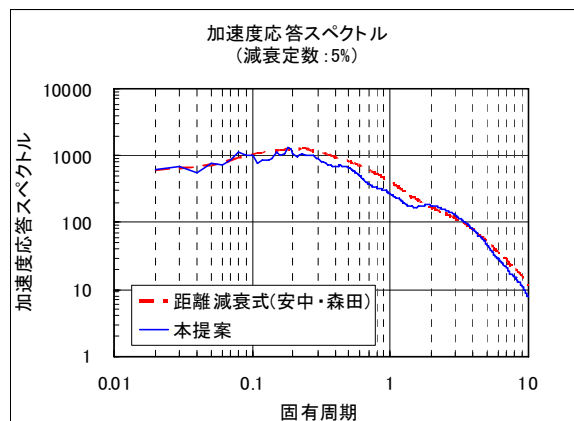


図-3.4.9 応答スペクトル補正係数（加速度）

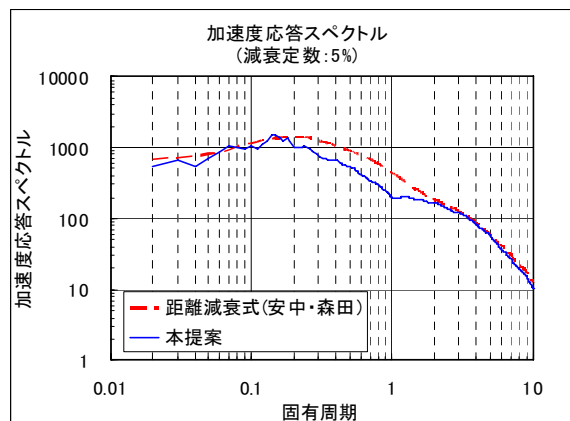
距離減衰式から求めた応答スペクトルに図-3.4.9 の応答スペクトル補正係数を掛け合わせて求めた応答スペクトルを図-3.4.10 に示す．応答スペクトル補正係数を掛け合わせるにより，地震断層の破壊伝播特性と放射特性を考慮した応答スペクトルとなる．地点 ， がディレクティビティの影響を受ける地点であるが，周期 1 秒付近で応答スペクトルが大きくなっている．逆にバックワード領域に位置する地点 ， では，周期 1 秒付近で小さな応答スペクトルになっている．

ここで，アスペリティの影響を確認するために，アスペリティを考慮しない場合の計算を実施した．図-3.4.11 にアスペリティを考慮しない場合の応答スペクトルを示す．アスペリティを考慮しない場合は，ディレクティビティ効果を若干表現しているものの，アスペリティを考慮した場合と比較して全体的に変化が小さく，距離減衰式の予測値に近い値となっている．また，バックワード領域に位置する地点 ， についても，若干のディレクティビティ効果が確認できる．

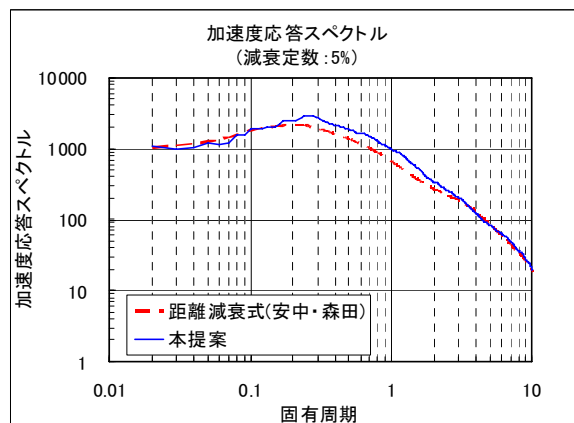
地点 : 53350087



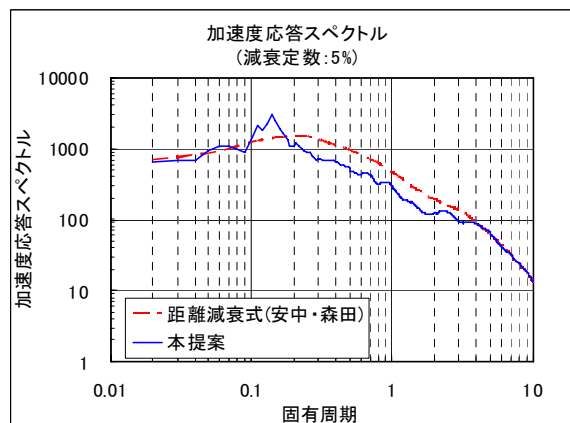
地点 : 53351155



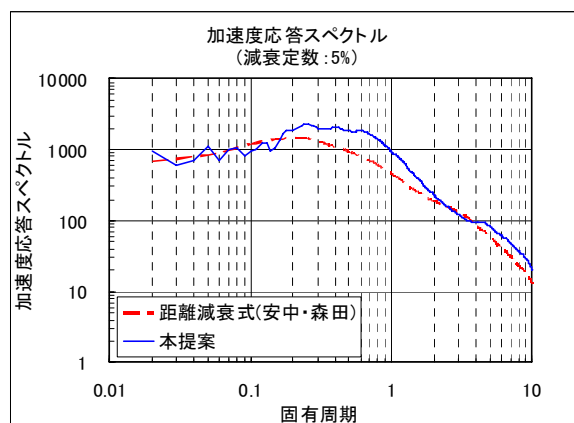
地点 : 53350148



地点 : 53351223



地点 : 52357247



地点 : 52356354

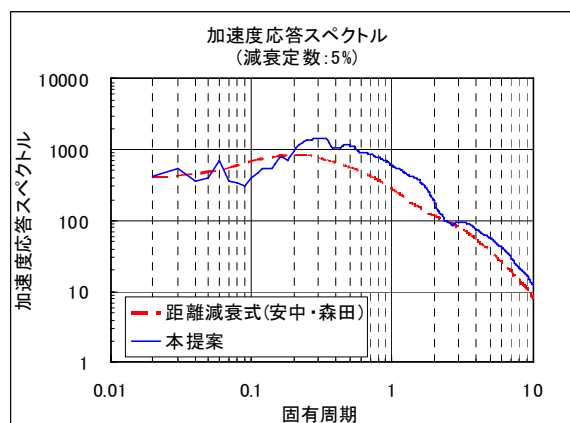
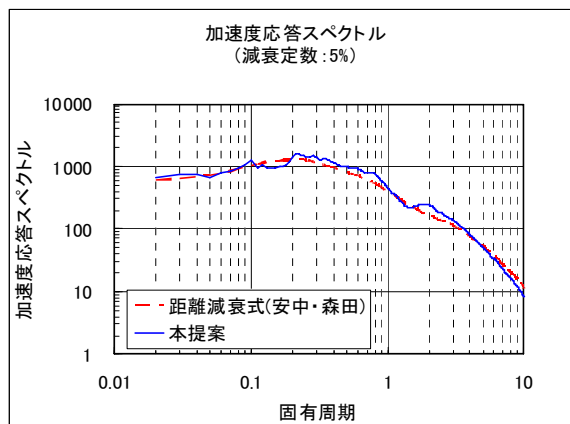
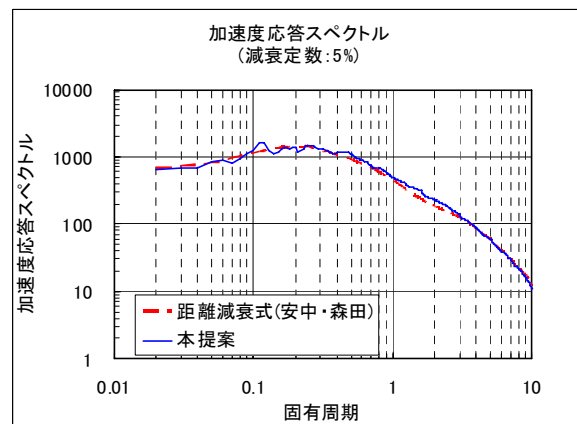


図-3.4.10 提案手法により求めた応答スペクトル（減衰定数 5%）  
（アスペリティを考慮する場合）

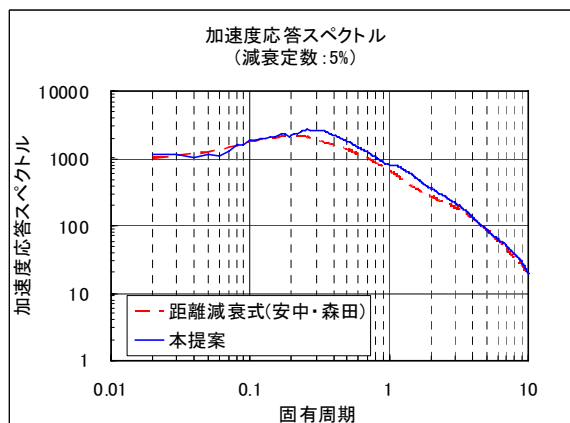
地点 : 53350087



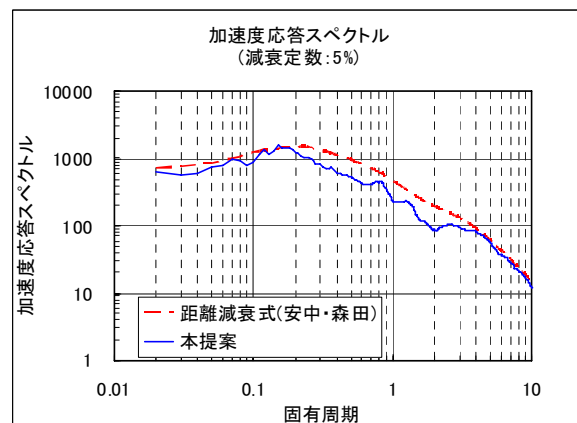
地点 : 53351155



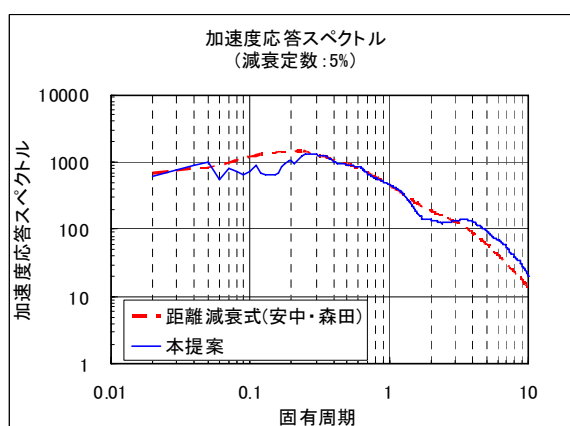
地点 : 53350148



地点 : 53351223



地点 : 52357247



地点 : 52356354

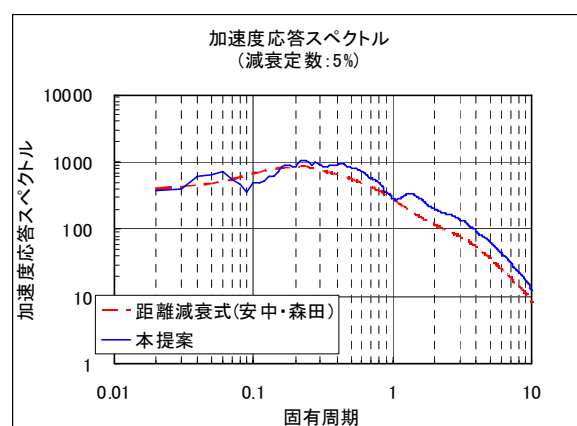


図-3.4.11 提案手法により求めた応答スペクトル (減衰定数 5%)  
(アスペリティを考慮しない場合)

### 3.5 統計的グリーン関数法との比較

提案手法の妥当性を検証するために、実在する活断層を対象に統計的グリーン関数法による地震動解析を実施し、提案手法との比較を行った。ここで注意すべき点は、どちらの結果が「正しい」か、といった評価は実際に地震が起こるまで不可能であり、どちらの結果が「予測値として適切」か、を議論しなければならないことである。その議論の前提として、以下の3点を考慮する。

- ・距離減衰式による予測値は数多くの地震における観測記録の平均的な値を示しており、対象となっている断層破壊過程の条件が全く入っていない。
- ・統計的グリーン関数法による予測結果は、ディレクティビティ効果が顕著に現れる周期1秒程度以上の長周期領域では必ずしも断層破壊過程の影響が適切に評価されていない。
- ・統計的グリーン関数法による周期1秒程度以下の短周期領域の予測結果は、ランダム位相波が重ね合わせられる「ランダム加算」となることが期待されているため、ある周期だけが大きく増幅されるような結果は想定されていない。

#### 3.5.1 統計的グリーン関数法

大地震の断層面上で小地震が発生し、その観測記録が大地震と同じ観測点で得られたと仮定すると、大地震のある瞬間に震源から発生する地震波は、小地震の地震波と同じと考えることができる。また、観測点至るまでの伝播経路特性や、観測点近傍の地盤構造の影響も同じと仮定できる。つまり、大地震と小地震で発生する地震波の差は、断層面の広がりや断層上の破壊進行の影響だけと考えることができる。このような性質を利用して小地震の観測記録から大地震の地震動を予測する方法が提案されており（Irikura<sup>10)</sup>）、半経験的波形合成法と呼ばれている。この半経験的波形合成法は、想定する震源域で発生した小地震を用いる場合は経験的グリーン関数法と呼ばれる。また、適当な観測記録がない場合は、統計的に決められたパラメータに基づいて<sup>-2)</sup>スペクトルを満たすよう人工的に小地震の地震波形を作成する。この方法を統計的グリーン関数法と呼ぶ。

本節における統計的グリーン関数法の計算にあたっては、大西・堀家<sup>16)</sup>および香川<sup>8)</sup>による知見を取り入れ、釜江ほか<sup>12)</sup>による周波数依存型ラディエーション係数、地震発生層から工学的基盤までを水平層状と仮定した伝播経路（波線理論により算定）およびサイト増幅特性（SH場、P-SV場を対象とするHaskell Matrix法で算定）を考慮し、NS、EW、UDの3成分波形を算定した。

### 3.5.2 有馬高槻断層（横ずれ断層）のシミュレーション

#### （１）震源モデル

有馬-高槻断層帯は、神戸市北区の有馬温泉西方から高槻市街地北部に至る長さ約 55km の断層帯である<sup>17)</sup>。有馬-高槻断層帯の震源モデルを設定するにあたり、平成 18 年度京都府地震被害想定調査<sup>18)</sup>を参考にした。この調査によると、有馬・高槻断層系はリニアメントとしては宝塚よりもさらに西側に追跡できるが、武庫川付近を境に六甲山系では変位の向きが変わるため、西端を宝塚市として天王山断層東端までの長さ約 34km の断層としている。傾斜角は、トレンチ調査によって鉛直に近い高角度であることがわかっている。これらのことから、高角度な断層面を有する直線性の高い右横ずれ断層であり、断層の南部に地溝状の凹地を伴うが、北摂山地の隆起をもたらした逆断層であることを踏まえて、鉛直よりもわずかにゆるい傾斜角を設定した。設定した断層パラメータとアスペリティ配置を図-3.5.1、図-3.5.2 および表-3.5.1 に示す。なお、本節の解析結果においても、地盤による影響は考慮していない。

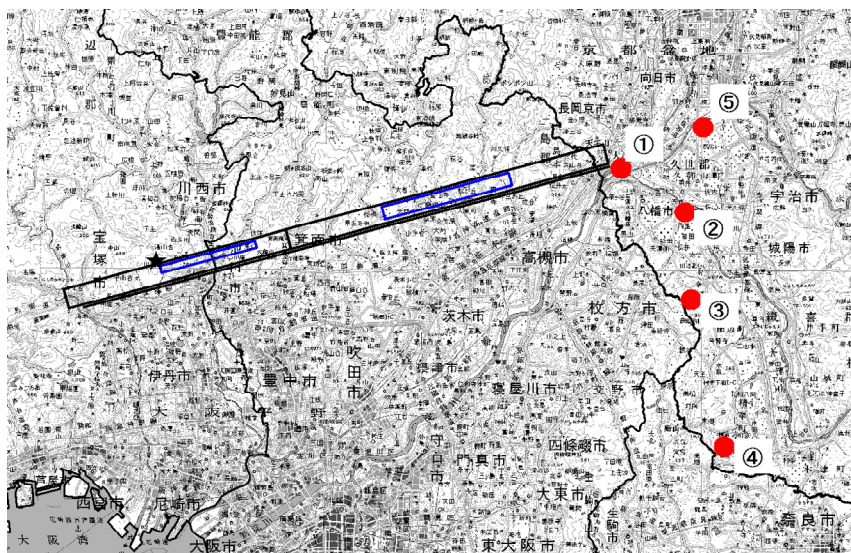


図-3.5.1 断層位置図（：破壊開始点，青枠：アスペリティ）

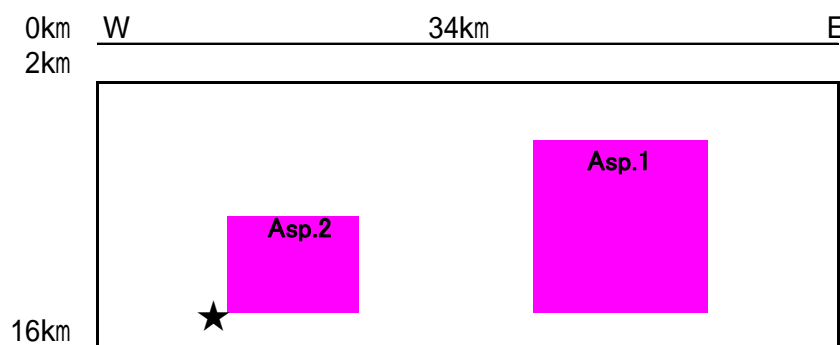


図-3.5.2 断層モデル（：破壊開始点 赤：アスペリティ）

表-3.5.1 断層パラメータ

M <sub>w</sub>		6.7
上端深さ		2.0
長さ(km)		34.0
断層幅(km)		14.1
傾斜角(°)		90
Asp.1	すべり量(cm)	193
	ライズタイム(s)	0.73
Asp.2	すべり量(cm)	100
	ライズタイム(s)	0.40
背景領域	すべり量(cm)	58
	ライズタイム(s)	1.67
破壊伝播速度(km/s)		2.52
S 波速度(km/s)		3.50
分割数	長さ方向	68
	幅方向	28
分割幅	長さ方向	0.5
	幅方向	0.5

## ( 2 ) 解析結果の比較

図-3.5.3 に統計的グリーン関数法より求めた応答スペクトルと、安中ほか<sup>4)</sup>の距離減衰式による応答スペクトル、提案手法による応答スペクトル(要素幅:2.5km および 0.5km)を示す。提案手法による応答スペクトルは、安中ほかの距離減衰式による応答スペクトルに応答スペクトル補正係数を掛け合せたものである。統計的グリーン関数法は、ランダム位相を発生させるための乱数初期値を変更したもの 10 パターンについてプロットした。ちなみに統計的グリーン関数法の要素幅は、2.5km である。

まず要素幅を 2.5km とした場合の提案手法より求めた予測結果と統計的グリーン関数法による予測結果を比較すると、短周期領域では全地点においてほぼ一致していることがわかる。これは、両手法とも要素幅 2.5km に対応するランダムネスを反映した結果が得られていることを示している。地点、の周期 1~2 秒付近では提案手法の方が大きく推定されているが、この地点はディレクティビティ効果を最も大きいと考えられる地点であり、提案手法の結果の方が予測値として妥当といえる。

一方、要素幅 0.5km の場合の計算結果は、周期 0.7~0.8 秒以上の長周期領域でディレクティビティの影響がよく表現されており、それより短周期領域では比較的山谷の小さな結果が得られている。計算に用いた条件が予測結果に的確に反映されているという観点から、統計的グリーン関数法が示す短周期領域の大きな予測値は説明が困難であり、距離減衰式から大きく乖離することがない提案手法の方が妥当な結果を与えていると考えられる。



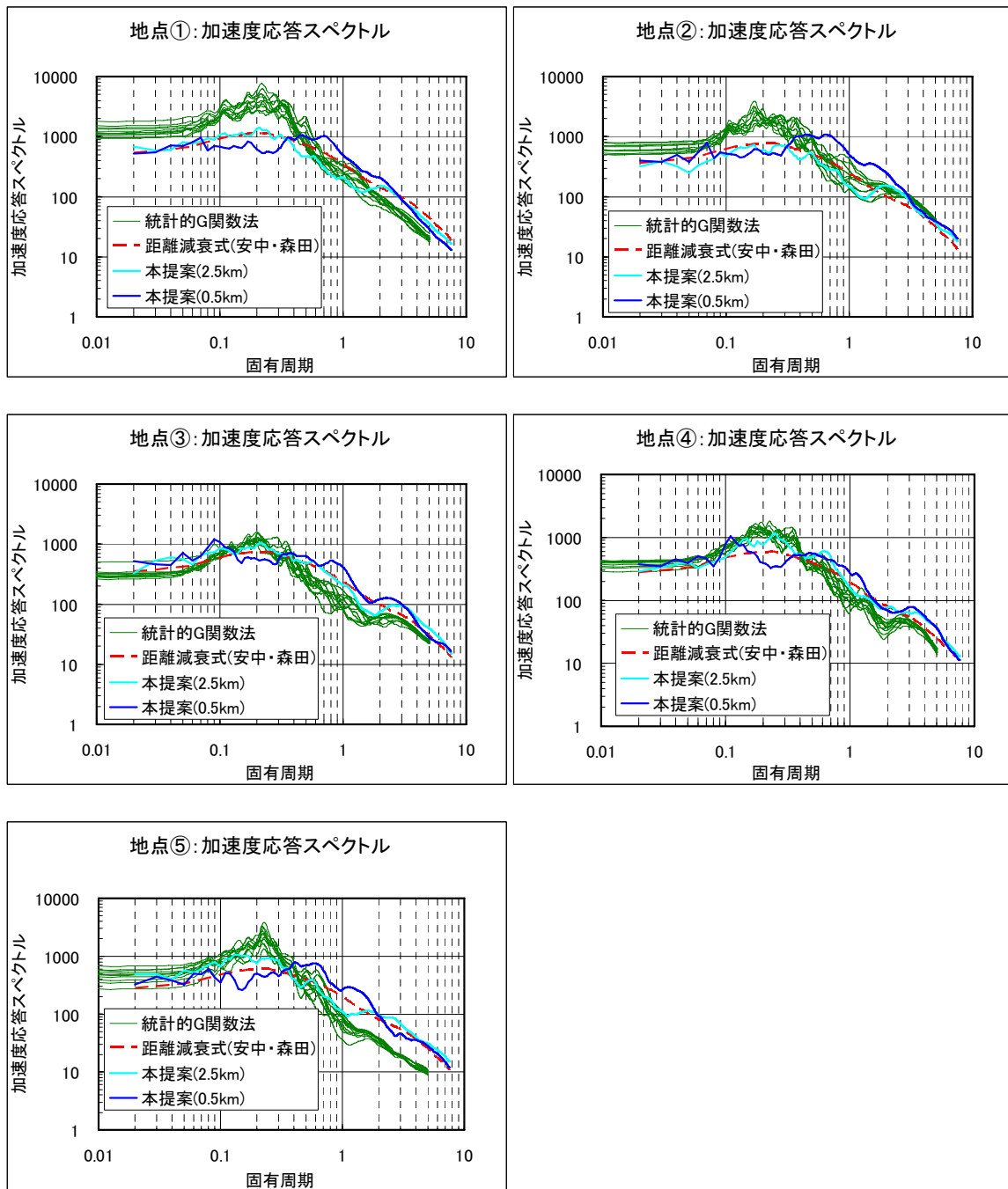


図-3.5.3 提案手法と統計的グリーン関数法の応答スペクトル（減衰定数 5%）の比較

### 3.5.3 生駒断層帯（逆断層）のシミュレーション

#### （１）震源モデル

生駒断層帯は、大阪府の枚方市から羽曳野市までほぼ南北に延びる全長約38kmの断層帯である<sup>19)</sup>。有馬-高槻断層帯同様、生駒断層帯の震源モデルを設定するにあたり、平成18年度京都府地震被害想定調査<sup>18)</sup>を参考にした。この調査によると、アスペリティや破壊開始点の配置は地震防災の観点から京都市に最も被害が及ぶように設定したものである。設定した断層パラメータとアスペリティ配置を図-3.5.4、図-3.5.5および表-3.5.3に示す。なお、本節の解析結果においても、地盤による影響は考慮していない。

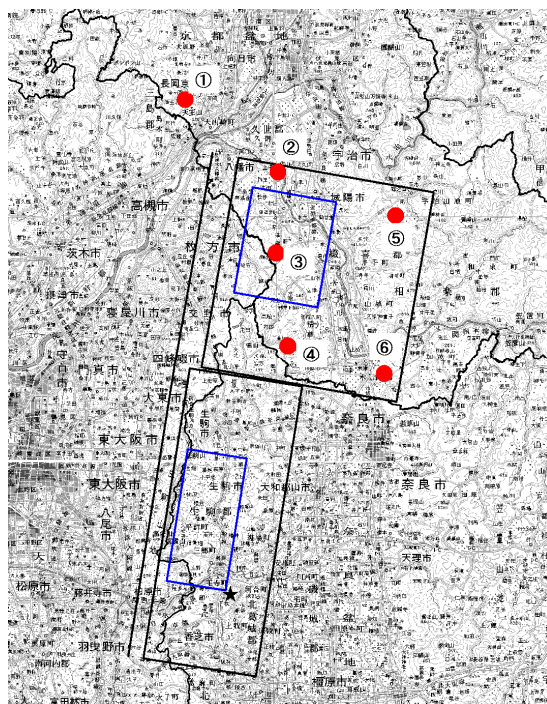


図-3.5.4 断層位置図（○：破壊開始点，青枠：アスペリティ）

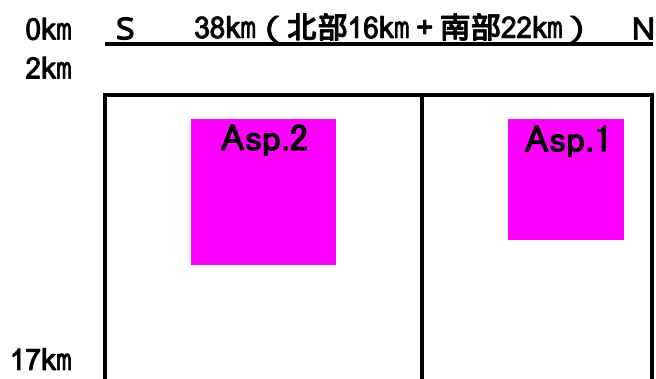


図-3.5.5 断層モデル（○：破壊開始点 赤：アスペリティ）

表-3.5.3 断層パラメータ

		南部	北部
M <sub>w</sub>		7.0	
上端深さ		2.0	
長さ(km)		22.0	16.0
断層幅(km)		21.2	21.2
傾斜角(°)		60	45
Asp.1	すべり量(cm)		246
	ライズタイム(s)		0.79
Asp.2	すべり量(cm)	289	
	ライズタイム(s)	0.83	
背景領域	すべり量(cm)	97	
	ライズタイム(s)	2.5	
破壊伝播速度(km/s)		2.52	
S 波速度(km/s)		3.50	
分割数	長さ方向	44	32
	幅方向	42	42
分割幅	長さ方向	0.5	0.5
	幅方向	0.5	0.5

## (2) 解析結果の比較

前述した有馬 - 高槻断層帯と同様に，図-3.5.6 に統計的グリーン関数法より算出した応答スペクトルと，安中ほか<sup>4)</sup>の距離減衰式による応答スペクトル，提案手法による応答スペクトル（要素幅：2.5km および 0.5km）を示す．その他の条件も，有馬 - 高槻断層帯と同様である．

提案手法より求めた予測結果と統計的グリーン関数法より求めた予測結果を比較すると，短周期領域では地点 以外においてほぼ一致していることがわかる．地点 ， は，ディレクティビティ効果を最も受けると考えられる地点であるが，提案手法，統計的グリーン関数法とも周期 1 秒付近で距離減衰式より大きな値を示している．地点 ， ， は，周期 1 秒以上の長周期領域で統計的グリーン関数の予測結果が距離減衰式の予測値より小さな値を示している．逆断層地震の震源近傍の上盤側では，観測記録が距離減衰式の予測値より大きくなることが報告されている<sup>20)</sup>．これは距離減衰式に断層最短距離を用いた時の問題で，等価震源距離を用いた場合はこの問題はないと言われている<sup>15)</sup>が，今回比較した観測点は地点 以外全て上盤側に位置していることから，距離減衰式の予測値と同等もしくは若干大きい値を示している提案手法の方が妥当な結果と考えられる．

以上の結果より，統計的グリーン関数法は，ランダム位相に基づいているため，重ね合わせる要素波形同士の干渉によって，予測精度が比較的良いとされる短周期領域でさえ，与条件から説明ができない特異な波形が生成される場合がある．また，長周期領域についてもランダム位相を用いているため，ランダムネスの影響で断層の破壊過程を適切に評価しているとは言い難い．一方，提案手法は，断層破壊過程以外の影響を距離減衰式で評価しているため，安定した結果を得ることができる．また，特性化グリーン関数と呼ばれる単純な波形を重ね合わせるためランダムネスの影響が少なく，要素分割を小さくすることによって短周期領域まで断層破壊過程の影響を理論通りに評価できる．

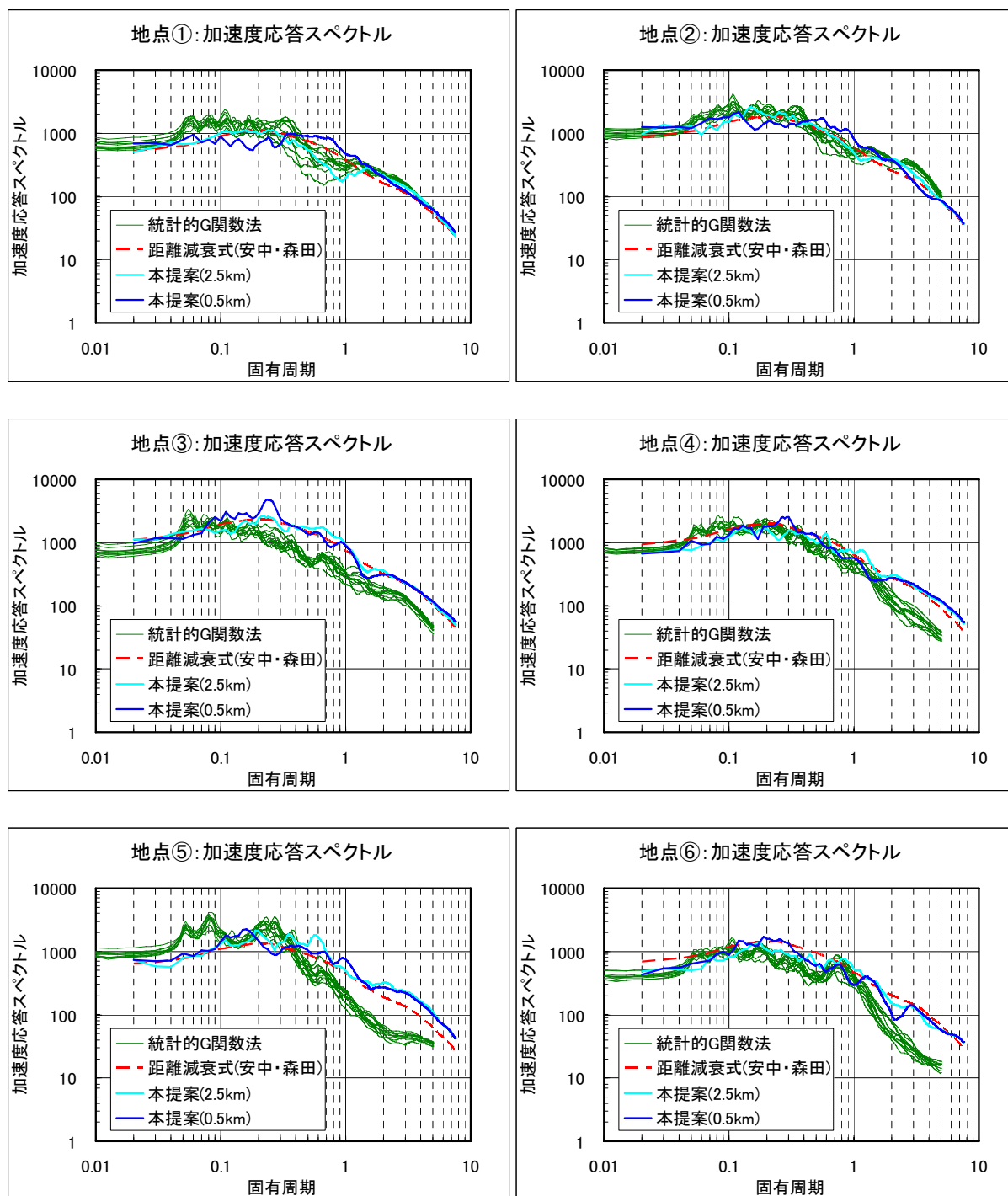


図-3.5.6 提案手法と統計的グリーン関数法の応答スペクトル（減衰定数5%）の比較

### 3.6 観測記録との比較

提案手法の妥当性を検証するために、実際の地震のシミュレーションを実施し、観測記録と提案手法の結果との比較を行った。

#### 3.6.1 兵庫県南部地震のシミュレーション

##### (1) 震源モデル

兵庫県南部地震 ( $M_j=7.2$ ) は、1995 年 1 月 17 日に明石海峡下を震源として発生し、淡路島北部、神戸市及びその周辺地域に甚大な被害をもたらした。特にその震源破壊過程については、震源近傍で強震記録が得られたこともあり、波形インバージョンなどの手法を用いてその複雑な破壊過程が推定されている<sup>21)~25)</sup>。本節では断層モデルとして、釜江・入倉モデル<sup>26)</sup>を採用した。このモデルでは、3つのサブイベントからなる多重震源であったことが示されている。断層破壊は、震源位置(破壊開始点)から同心円状に広がるとし、破壊伝播速度、S波速度、ライズタイムは、釜江・入倉モデルを参考に、それぞれ 2.8km/sec、3.5m/sec、0.6 秒とした。また、本節ではアスペリティだけでなく背景領域の寄与を考慮する条件で実施した。なお、地盤による影響は考慮していない。断層モデルおよび断層パラメータを図-3.6.1、図-3.6.2 および表-3.6.1 に示す。

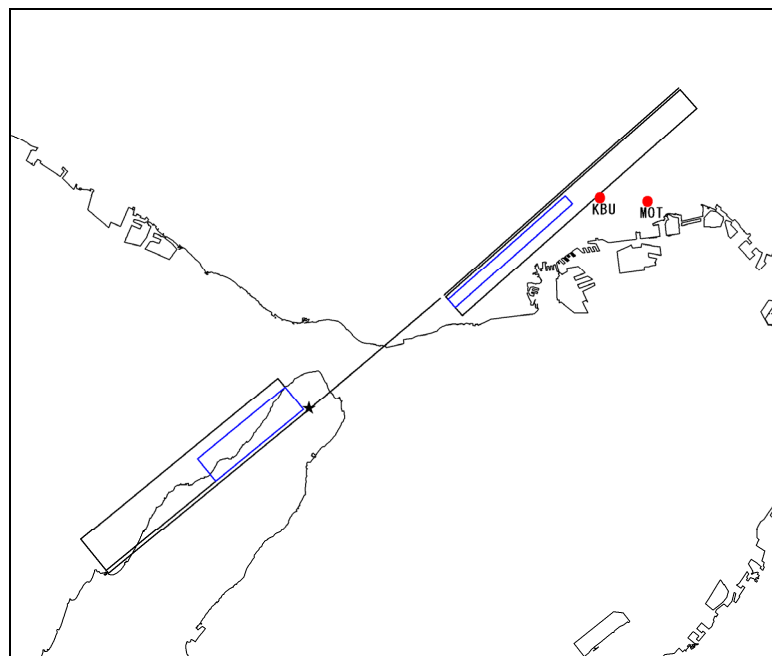


図-3.6.1 断層位置図 ( : 破壊開始点, 青枠 : アスペリティ)

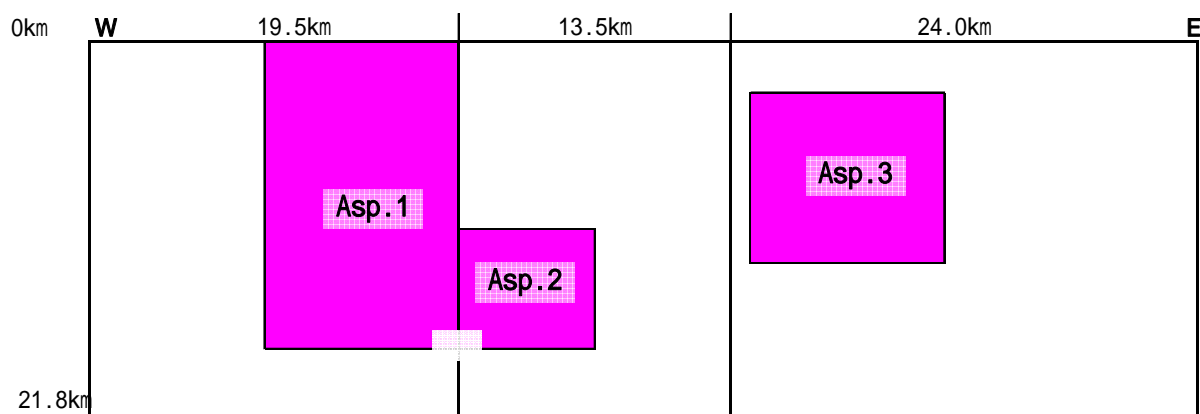


図-3.6.2 断層モデル( : 破壊開始点, 赤: アスペリティ)

表-3.6.1 断層パラメータ

M <sub>w</sub>		6.9
上端深さ(km)		0.0
長さ(km)		57.0
断層幅(km)		21.8
ASP. 1	傾斜角(°)	82
	すべり量(cm)	173
	ライズタイム(s)	0.60
ASP. 2	傾斜角(°)	90
	すべり量(cm)	252
	ライズタイム(s)	0.80
ASP. 3	傾斜角(°)	85
	すべり量(cm)	134
	ライズタイム(s)	0.60
背景領域	すべり量(cm)	69
	ライズタイム(s)	1.80
破壊伝播速度(km/s)		2.8
S 波速度(km/s)		3.5
分割数	長さ方向	114
	幅方向	44
分割幅	長さ方向	0.50
	幅方向	0.50

## (2) 解析結果

比較する兵庫県南部地震の観測記録として、神戸大学（KBU）と本山第一小学校（MOT）における記録を使用した。図-3.6.3 に観測記録と、距離減衰式より求めた応答スペクトル、提案手法より求めた応答スペクトルを示す。KBU 地点は、岩盤上（ $V_s = 700\text{m/sec}$ ）の記録（トンネル内で観測）であるため、距離減衰式は工学的基盤上のデータを元に作成した安中ほか(1997)<sup>27)</sup>を使用することとした。MOT 地点は、安中ほか(2005)<sup>4)</sup>の距離減衰式を用い、地表面で観測したデータと比較した。

KBU 地点については、周期 0.6 秒以上の長周期領域において予測結果と観測記録がほぼ一致していることがわかる。しかし、周期 0.2 秒付近から 0.6 秒付近までは提案手法の予測結果方が若干大きな値を示している。MOT 地点については、KBU 地点とは反対に周期 0.6 秒以上の長周期領域において、予測結果より観測記録の方が大きな値を示している。これは、地盤の影響、いわゆる「盆地エッジ効果」によるものと考えられる。既往の研究成果では、この盆地エッジ効果によって、周期 1 秒前後の速度パルスが増幅されたことが明らかにされている<sup>28)</sup>。

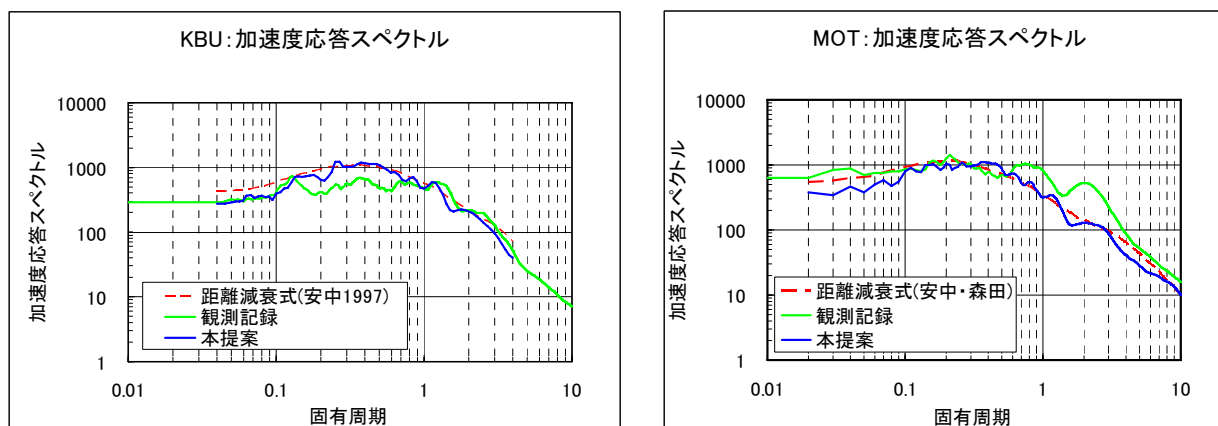


図-3.6.3 提案手法と観測記録の応答スペクトル（減衰定数 5%）の比較



### 3.6.2 新潟県中越沖地震のシミュレーション

#### (1) 震源モデル

提案手法を2007年に発生した新潟県中越沖地震に適用し、観測記録と提案手法の結果との比較を行った。この地震は、2007年7月16日10:13頃に発生した、中越沖を震源とした  $M_j = 6.8$  の地震である。最大震度6強が、震源域に近い柏崎市中央町、柏崎市西山町、刈羽村、長岡市小国町で観測され、被害は柏崎市から刈羽村にかけて集中した<sup>29)</sup>。特に震源近傍に位置する柏崎刈羽原子力発電所では、敷地内で震度7相当を記録した。ただし、幸いにも原子炉や建屋などの重要な設備には重大な損傷はなかったと報告されている。

地震直後から陸域、海域で大規模な調査が進められており、震源断層の特定や震源破壊メカニズムの解明など、多面的な検討が進められている<sup>30)~38)</sup>。また、余震分布に関する検討などから、主に南東傾斜の断層面上ですべりが発生したと考えられている。本節の解析では川辺・釜江<sup>37)</sup>の震源モデルを使用した。彼らは、経験的グリーン関数法を用い、広帯域の観測記録に基づいたフォワードモデリングによって、3つのアスペリティからなる震源モデルを導いている。断層位置図及び断層モデル、断層パラメータを図-3.6.4、図-3.6.5 および表-3.6.2 に示す。なお、地盤による影響は考慮していない。また、アスペリティだけでなく背景領域の寄与を考慮する条件とした。

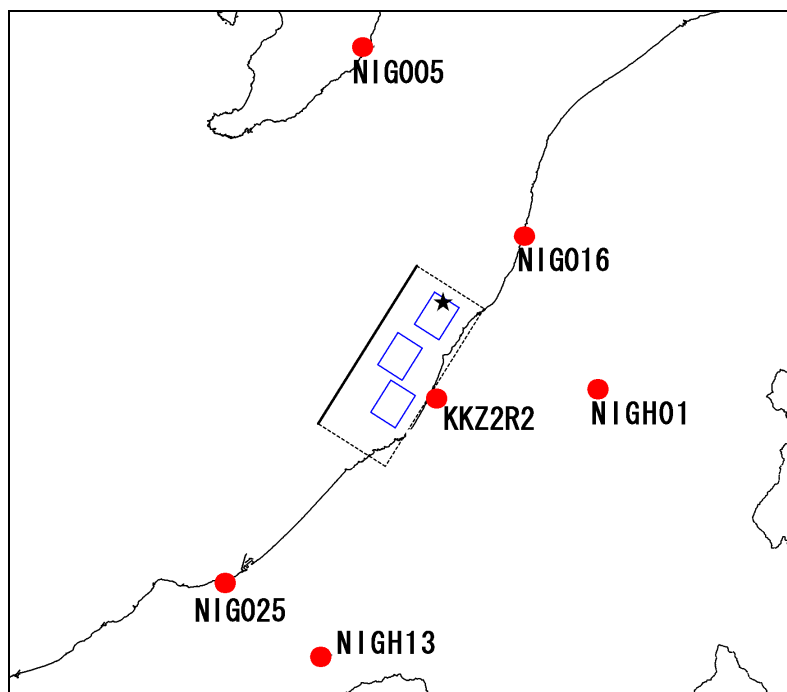


図-3.6.4 断層位置図( : 破壊開始点, 青枠: アスペリティ)

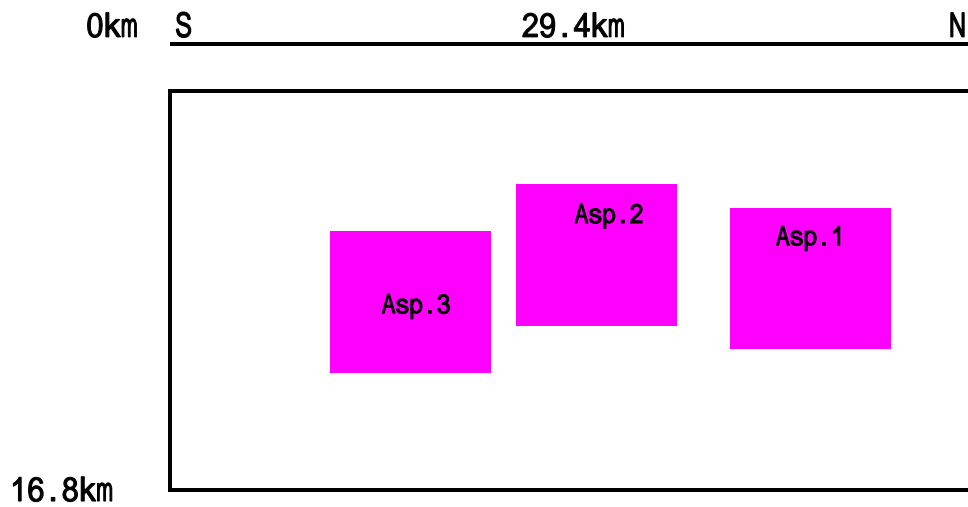


図-3.6.5 断層モデル( ：破壊開始点，赤：アスペリティ)

表-3.6.2 断層パラメータ

M <sub>w</sub>		6.6
上端深さ		0.0
長さ(km)		29.4
断層幅(km)		16.8
傾斜角(°)		40
Asp.1	すべり量(cm)	128
	ライズタイム(s)	0.40
Asp.2	すべり量(cm)	128
	ライズタイム(s)	0.40
Asp.3	すべり量(cm)	128
	ライズタイム(s)	0.40
背景領域	すべり量(cm)	49
	ライズタイム(s)	1.80
破壊伝播速度(km/s)		2.70
S 波速度(km/s)		3.50
分割数	長さ方向	59
	幅方向	33
分割幅	長さ方向	0.50
	幅方向	0.50

## ( 2 ) 解析結果

新潟県中越沖地震の観測記録は、東京電力提供<sup>39)</sup>の KKZ2R2 及び、K-NET、KiK-NET のデータを使用した。KKZ2R2 は、地下-32.5m に設置した観測記録であるため、提案手法に用いた距離減衰式は工学的基盤上のデータを元に作成した安中ほか(1997)<sup>27)</sup>の距離減衰式を使用することとした。その他は、安中ほか(2005)<sup>4)</sup>の距離減衰式を用い、地表面で観測したデータと比較した。

図-3.6.6 に観測記録と、安中ほか(2005)<sup>4)</sup>の距離減衰式による応答スペクトル、提案手法より求めた応答スペクトルを示す。また図-3.6.7 に K-NET、KiK-NET 観測点の地盤データを示す。図-3.6.6 中の は図-3.6.6 の地盤データから求めた地盤の一次卓越周期である。なお、NIGH01 は地盤データが公開されていないため、表示していない。

周期 1 秒以下の短周期領域で観測記録が提案手法の予測結果を大きく上回っている部分は地盤の固有周期とほぼ整合しており、その原因は表層地盤による増幅の影響と考えることができる。今後は、このような表層地盤の影響も考慮できるように提案手法を拡張する必要がある。一方長周期領域では、NIGH13、NIG005、NIG016、NIG025 地点で提案手法の予測結果と観測記録はほぼ一致し、ディレクティビティ効果を適切に評価していることが示されている。他方、NIGH01 地点では観測記録が提案手法の結果を上回っている。これらの地点は放射特性が小さい領域に位置しており、計算に用いた放射特性が実際とは異なっていた可能性を示唆している。また、アスペリティ直近の KKZ2R2 地点では観測記録が計算結果より若干大きい。提案手法による結果は破壊が同心円上に進展することを仮定していることなど、用いた震源モデルが実際の断層破壊性状を正確に表現できていないことが考えられる。

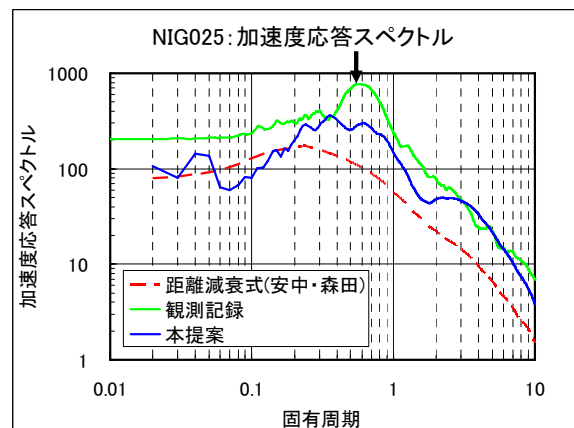
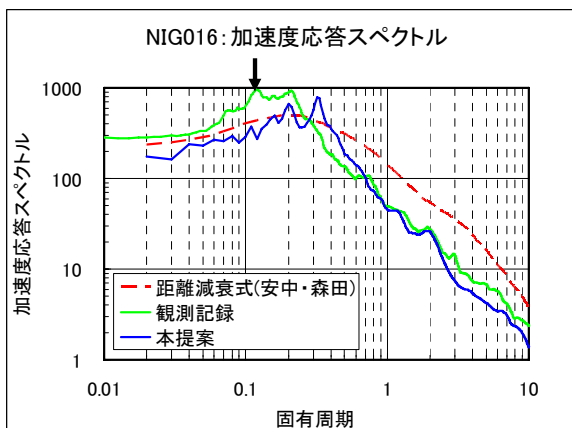
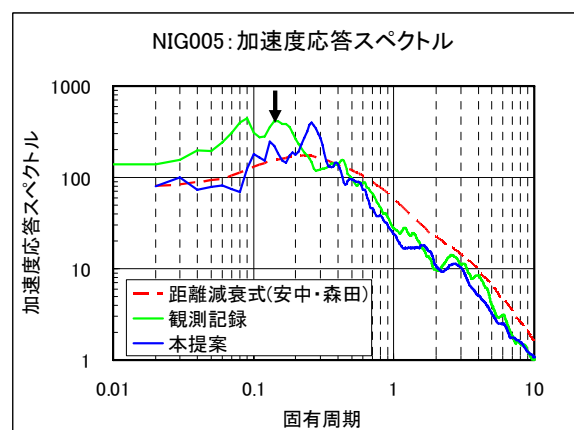
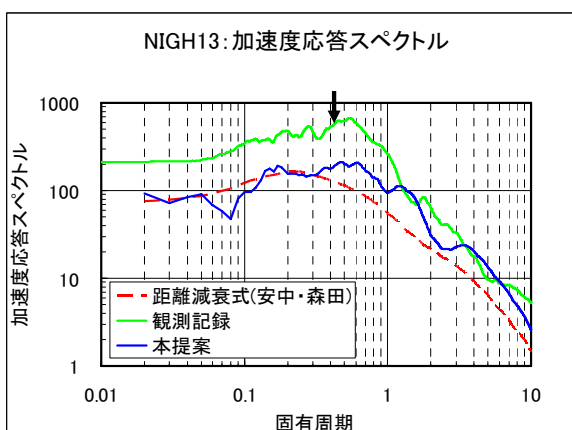
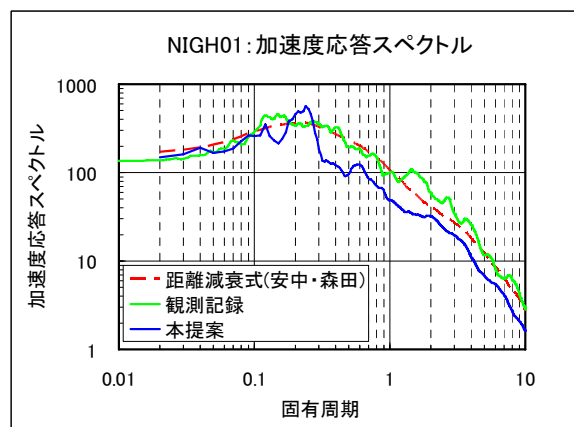
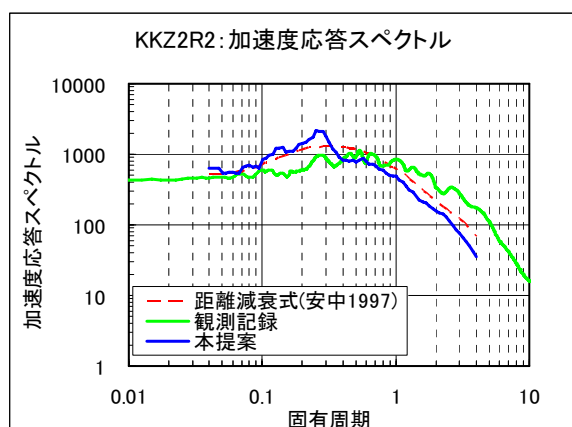


図-3.6.6 提案手法と観測記録の応答スペクトル（減衰定数 5%）の比較

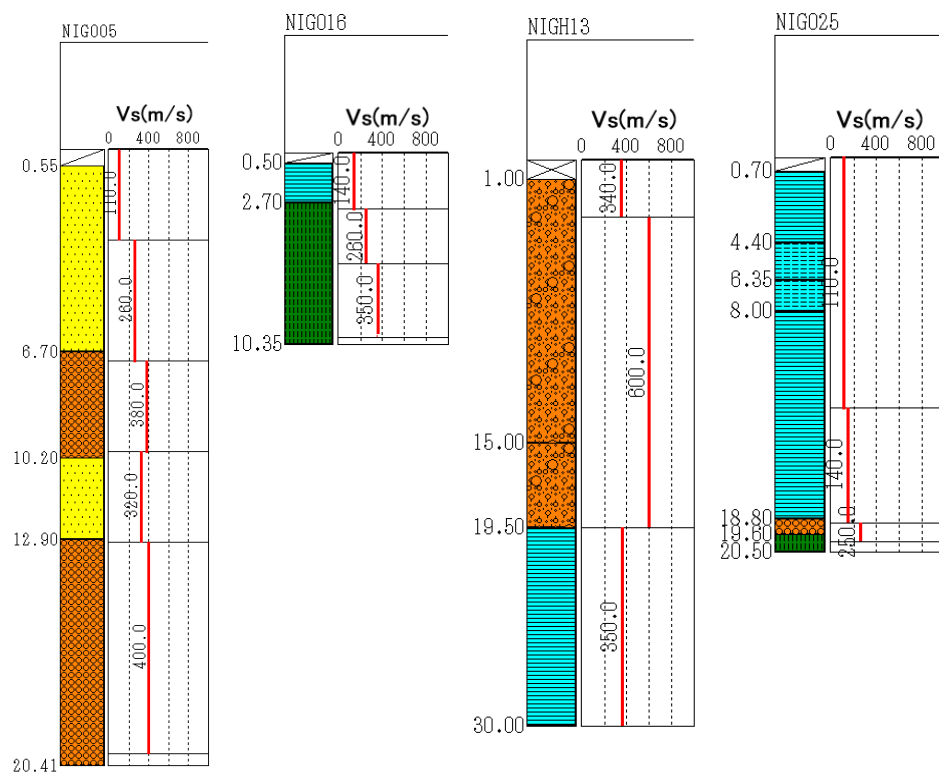


図-3.6.7 地盤データ(K-NET , KiK-NET)

### ( 3 ) 震源モデルの影響

震源モデルの違いが予測結果に与える影響を検討するために，東京電力が作成した震源モデル<sup>38)</sup>（以下，東京電力モデルと呼ぶ）で解析を行った．東京電力モデルは，震源インバージョン手法を適用し得られた震源モデルを基にして，柏崎刈羽発電所敷地内の観測記録を説明するために構築された特性化震源モデルである．川辺・釜江モデル<sup>37)</sup>との違いは，断層の傾斜角，破壊開始点の位置とアスペリティ<sup>2</sup>の大きさである．断層モデル，断層パラメータ（川辺・釜江モデルと異なるパラメータのみ記載）を図-3.6.4，表-3.6.3に示す．

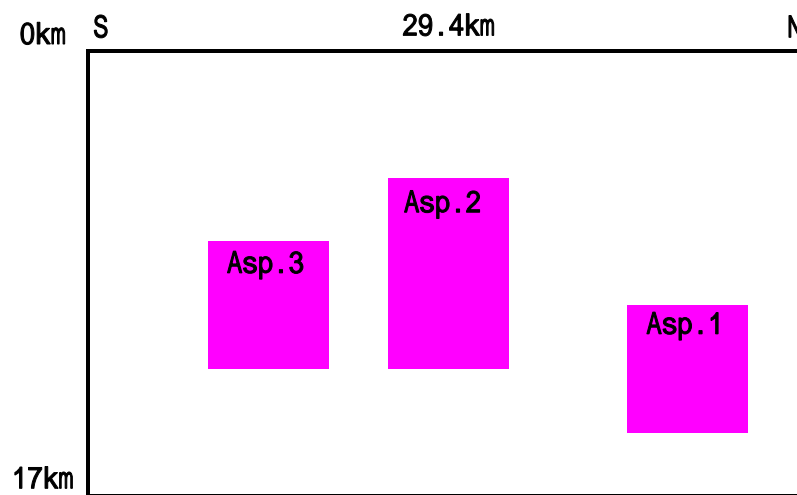


図-3.6.8 東京電力の断層モデル( ：破壊開始点，赤：アスペリティ)

表-3.6.3 東京電力の断層パラメータ（川辺・釜江モデルと異なるパラメータのみ記載）

傾斜角(°)		35
Asp.1	すべり量(cm)	182
	ライズタイム(s)	0.40
Asp.2	すべり量(cm)	168
	ライズタイム(s)	0.40
Asp.3	すべり量(cm)	142
	ライズタイム(s)	0.50
背景領域	すべり量(cm)	39
	ライズタイム(s)	1.80

2つの震源モデルによる応答スペクトルを図-3.6.9に示す．ここでは，その違いが顕著に現れたNIGH01地点とNIGH13地点のみ示した．川辺・釜江モデル<sup>37)</sup>と東京電力モデル<sup>39)</sup>の大きな違いは，破壊開始点の位置である．川辺・釜江モデルは，アスペリティ1の北東側に破壊開始点を設定しているのに対して，東京電力モデルはアスペリティ1の上側に破壊開始点を設定した影響で，ディレクティビティ効果を受ける範囲が断層の西南側に広がり，NIGH13の応答スペクトルが全体的に大きくなったものと考えられる．また，この影響でアスペリティ1の影響が断層の南東側に移動し，NIGH01の応答スペクトルが若干大きくなったものと考えられる．このように提案手法は震源モデルの違いを適切に予測結果に反映させることができる．

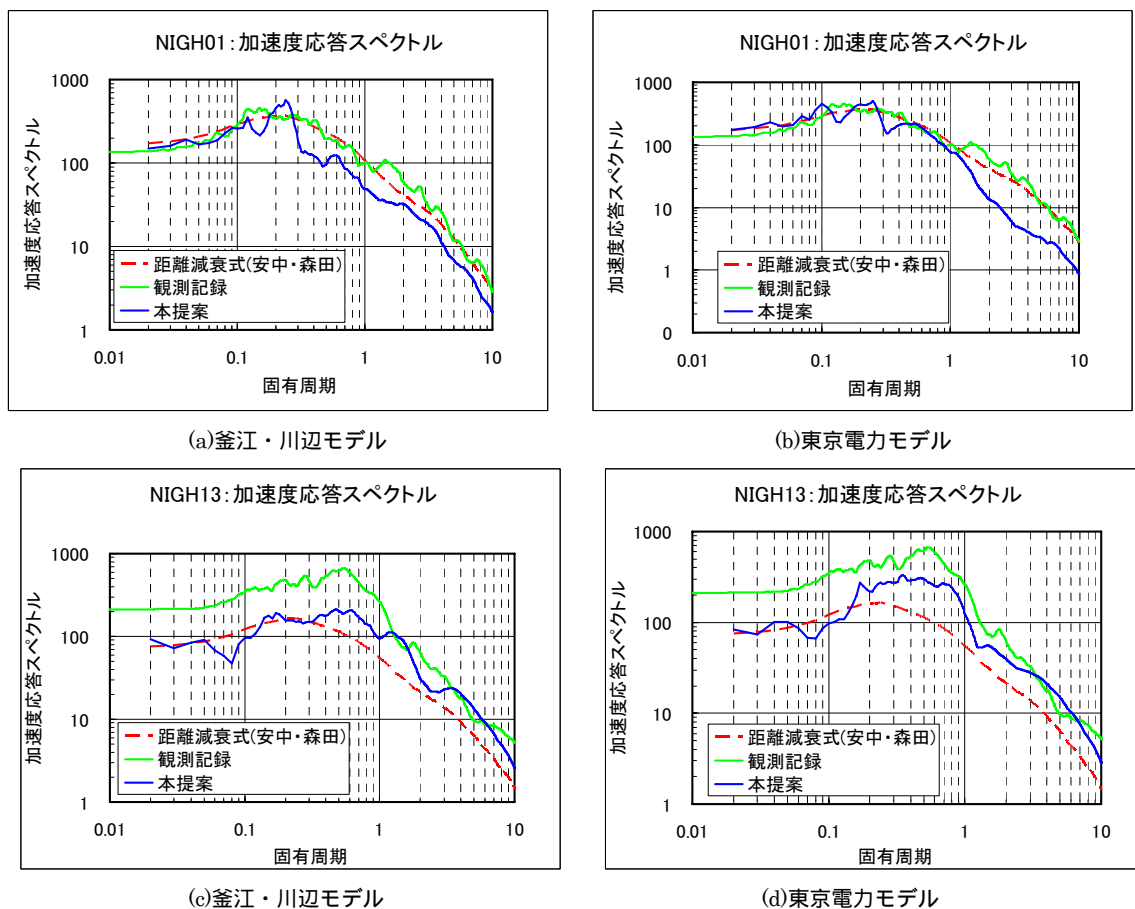


図-3.6.9 震源モデルの違いによる解析結果の比較  
( 応答スペクトル ( 減衰定数 5% ) )

### 3.7 結論

本章では、既存の応答スペクトルの距離減衰式に対して、特性化グリーン関数を用いて地震断層の破壊伝播効果と放射特性の影響を加味する方法を提案した。本章で得られた知見を以下に示す。

- (1) 提案手法は、入力パラメータとして、マグニチュードや震源距離のマクロ震源パラメータの他に、破壊開始点やアスぺリティ等のミクロ震源パラメータが設定でき、従来の距離減衰式では考慮できなかった震源のディレクティビティ効果や周波数依存性を持つラディエーションパターンを応答スペクトル上で評価することを可能とした。
- (2) 単純な断層モデルについて試算を実施した結果、提案手法では、要素断層幅を小さくすればするほど、短周期領域まで理論に合致した結果が得られることがわかった。また、同様の計算を統計的グリーン関数法で実施した結果、同手法は短周期領域ではランダムな結果が得られているに過ぎず、長周期領域では各要素波形のランダムネスの影響で理論通りの結果が得られていないことがわかった。
- (3) 提案手法は、断層破壊過程による影響以外を既往の距離減衰式で評価するため、信頼性の高い予測結果が安定して得られる。用いる距離減衰式は、等価震源距離をパラメータとして応答スペクトルを求めるものであれば、何れの式でもよい。
- (4) 統計的グリーン関数法との比較では、提案手法の方がディレクティビティの影響を適切に評価できることがわかった。また、統計的グリーン関数法よりも計算条件を適切に予測値に反映できることが確認できた。
- (5) 兵庫県南部地震のシミュレーションを実施したところ、KBU 地点は観測記録とほぼ一致した結果が得られたが、MOT 地点は長周期領域で観測記録の方が大きな値を示した。これは、深部地盤構造による盆地エッジ効果の影響と考えられる。
- (6) 新潟県中越沖地震のシミュレーションでは、周期約 1 秒以上の長周期領域では提案手法の結果と観測記録はほぼ一致した。一方、周期 1 秒以下の短周期領域では観測記録が提案手法を大きく上回っている地点が見られた。この周期帯は表層地盤の固有周期とほぼ整合しており、表層地盤による増幅の影響と考えられる。

#### 参考文献（第 3 章）

- 1) 入倉孝次郎：強震動研究の到達点および今後の展望，月刊地球号外 37，「最近の強震動予測研究



- どこまで予測可能となったか?」, 213-223, 2002.
- 2)日本建築学会:地盤震動 - 現象と理論 -, 6.2 章,距離減衰式のバリエーション,日本建築学会,2005.
- 3)Susumu Ohno,Tokiharu Ohta,Tomonori Ikeura and Masayuki Takemura: Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, 218, 69-81, 1993
- 4)安中正,森田大,相京泰仁,原田光男:地震タイプを考慮した加速度応答スペクトル推定式,JSCE Earthquake Engineering Symposium, Proc.28th, 2005.
- 5)大野晋・高橋克也・源栄正人:カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用,日本建築学会構造系論文集,第544号,39-46,2001
- 6)Boore,D.M.: Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions based on Seismological Models of Radiated Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, No.6, 1865-1894, 1983
- 7)釜江克弘・入倉孝次郎・福知保長:地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測,日本建築学会構造系論文報告集,第430号,1-9,1991
- 8)香川敬生:ハイブリッド合成法を用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張,日本地震工学会論文集,第4巻,第2号,21-32,2004
- 9)Houston,H. and H.Kanamori: Source spectra of great earthquakes: Teleseismic constraints on rupture process and strong motion, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 19-42, 1986
- 10)Irikura,K: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc.7<sup>th</sup> Japan Earthq. Symp., 151-156, 1986
- 11)Sumio SAWADA, Takao KAGAWA, Yoshinori IWASAKI: THE EFFECTS OF NEAR-FIELD MOTION BY SOURCE MECHANISM AND ITS APPLICATION TO SEISMIC ZONATION IN EPICENTRAL AREA, 4th International Conference on Seismic Zonation, pp.319-326, 1991
- 12)釜江克宏,入倉孝次郎,福知保長:地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測,日本建築学会構造系論文集, No.416, 57-70, 1990
- 13)翠川三郎・大竹雄:地震動強さの距離減衰式にみられるバラツキに関する基礎的分析,日本地震工学会論文集 第3巻,第1号,59-70,2003
- 14)Wald,D.J., L.J.Burdick and P.G.Somerville: Simulation of acceleration time histories close to large earthquakes, Proc. Earthquake Engineering and Soil Dynamics II Conference, ASCE,pp.430-444, 1988.
- 15)大野晋:震源の広がりを考慮した経験的地震動評価に関する研究,東北大学博士論文,1999.9
- 16)大西良広・堀家正則:震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント,日本建築学会構造系論文集, 586, 37-44., 2004
- 17)地震調査研究推進本部 地震調査委員会:有馬 - 高槻断層帯の評価, 2001
- 18)京都府総務部防災室:平成18年度京都府地震被害想定調査
- 19)地震調査研究推進本部 地震調査委員会:生駒断層帯の評価, 2001
- 20)Abrahamson and Somerville,: Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America,

February 1996 , v.86 , no.1B , p.S93-S99. , 1996

- 21) Ide, S. and M. Takeo : Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spatio-temporal slip distribution by bayesian modeling , BSSA , 86 , 547-566 , 1996
- 22) Sekiguchi, H. et al. : Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu , Japan, earthquake using strong ground motion records; J. Physics Earth , 44 , No.5 , 473-487 , 1996
- 23) Horikawa, H. et al. : Simulation inversion of geodetic and strong motion data for the source process of Hyogo-ken Nanbu , Japan , earthquake , J. Physics Earth , 44 , No.5 , 473-487 , 1996
- 24) Yoshida , S. et al. : Joint inversion of near and far field waveform and geodetic data for the rupture process of 1995 Kobe earthquake , Japan , earthquake , J. Physics Earth , 44 , No.5 , 437-454 , 1996
- 25) Wald , D.J: Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake determined from strong motion, teleseismic, and geodetic data , J. Physics Earth , 44 , No.5 , 489-503 , 1996
- 26) 釜江克宏・入倉孝次郎: 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集 , 500 , pp29-36. , 1997
- 27) 安中正, 山崎文雄, 片平冬樹: 気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案, 第 24 回地震工学研究発表会講演論文集 , 161-164 , 1997
- 28) 川瀬博・林康裕: 兵庫県南部地震時の神戸中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集 , No.480 , 67-76 , 1996
- 29) 境有紀・川岡裕康・林佑樹・飯塚裕暁: 2007 年新潟県中越沖地震における強震観測地点周辺の被害状況と地震動の対応性, 日本地震工学会論文集 , Vol.8 , pp.59-93 . , 2008
- 30) Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa and T. Kunugi : Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data , Earth Planets Space , 60 , 1131-1135 , 2008.
- 31) Miyake, H., K. Koketsu, K. Hikima, M. Shinohara and T. Kanazawa : Source Fault of the 2007 Chuetsu-oki , Japan , Earthquake , Bull. Seism. Soc. Am. , 100 , 384-391 , 2010.
- 32) Nozu, A. : Rupture process of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata , Japan , earthquake—Waveform inversion using empirical Green's functions—, Earth Planets Space , 60 , 1169-1176 , 2008.
- 33) 芝良昭: 2007 年新潟県中越沖地震の震源仮定の解明と広帯域強震動評価, 電力中央研究所報告 , N08007 , 2008.
- 34) 山本容維・竹中博士: 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源のモデル化, 地震 , 2009.
- 35) 倉橋奨・正木和明・宮腰研・入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築 ( 南東傾斜モデル ) , 日本地球惑星科学連合 2008 年大会 , S146-P017 , 2008.
- 36) 宮腰研・倉橋奨・入倉孝次郎: 2007 年新潟県中越沖地震の特性化震源モデルに基づいた強震動評価 ( 南東傾斜モデル ) , 日本地球惑星科学連合 2008 年大会 , S146-P016 , 2008.

- 37)川辺秀憲・釜江克宏：2007 年新潟県中越沖地震（Mj6.8）の震源のモデル化および 3 次元地震動シミュレーション，第 13 回日本地震工学シンポジウム，1899-1906，2010
- 38)東京電力株式会社：震源インバージョン解析に基づく 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルの推定と，広帯域地震動再現のための特性化震源モデルの構築に関する補足説明，2008
- 39)東京電力株式会社：柏崎刈羽原子力発電所における 2007 年新潟県中越沖地震など時刻歴データ

## 第4章 表層地盤の影響を考慮するための時刻歴波形の作成方法

### 4.1 概説

地震動を評価するためには、震源特性、伝播経路特性、サイト特性を適切に評価する必要がある。地震動予測は、震源特性を表現する震源モデルだけでなく、伝播経路特性とサイト特性を評価する地盤構造モデルも地震動予測の精度を左右する。第3章では、既往の応答スペクトルの距離減衰式に震源破壊過程の評価を考慮する方法を提案した。これにより震源特性を安定的に評価することが可能となった。地下地盤構造モデルは、深部地盤構造と浅部地盤構造に分けられる。浅部地盤構造は、工学的基盤から地表までの浅い地盤構造で主に短周期成分に影響を与える。一方、深部地盤構造は地震基盤から工学的基盤までの深い地盤構造で比較的長周期成分に影響する場合が多い。

サイト特性のうち特に浅い地盤の影響を評価するためには、表層地盤モデルを作成して等価線形解析手法などを実施する場合が多く、そのためには地震動の時刻歴波形が必要となる。また、地震動に対する構造物被害を考える場合には、構造物の非線形応答の検討が必要であり、そのためには入力地震動として応答スペクトルではなく、時刻歴波形が必要となる。

構造物の耐震設計や耐震評価を行う場合、特定の震源断層を対象とした地震動予測を行う事例が多くなってきた。地震動予測を行う代表的な方法として、統計的グリーン関数法がある。この方法は、一般的に対象サイトにおける観測記録がない場合に用いられる方法であり、ランダム位相に基づいているため周期1秒程度以下の短周期領域の予測精度は比較的良いとされている。ただし、重ね合わせる要素波形同士の干渉などによって、予期せぬ波形が生成される場合がある。

また、応答スペクトルから耐震設計用の入力地震動を作成する場合、従来から多く使われている方法は、正弦波の重ね合わせによって目標とする応答スペクトルに適合するように作成する方法である。この方法は位相を一様乱数で与え、時間特性を振幅包絡線で規定するため、断層の震源特性が位相特性に反映されているとは言い難い。

一方、地震動のフーリエ位相スペクトルの情報により、地震波の非定常性を明らかにする研究も進められている。和泉・勝倉<sup>1)</sup>は群遅延時間に注目し、その平均値と標準偏差で時刻歴波形の重心位置と広がりを表現できることを示した。木村<sup>2)</sup>は、群遅延時間を波形制御に適用した。また、澤田ほか<sup>3)</sup>は群遅延時間の概念を用いて震源特性の位相スペクトルを、佐藤ほか<sup>4)</sup>は震源特性・伝播特性・地盤増幅特性を考慮した地震動の位相スペクトルを試みている。

本章では、第3章で示した特性化グリーン関数に基づく応答スペクトル予測手法で算出した地震動の応答スペクトルから、時刻歴波形を作成する方法を検討する。作成された時刻的波形を入力として地盤応答解析を行うことで表層地盤の影響を考慮することができ、特性化グリーン関数に基づく一連の応答スペクトル予測手法が完結することになる。

まず、4.2節では、第3章で示した応答スペクトル予測手法から時刻歴波形を作成する方法について述べる。時刻歴波形の位相特性は、第3章で示した特性化グリーン関数の重ね合わせにより求められた特性化位相波形を用いる。また、時刻歴波形の振幅特性は、第3章で示した応答スペクトル予測手法から算出した地震動の応答スペクトルを用いる。この振幅特性と位相特性から時刻歴波形を作成する方法は、通常の模擬地震動波の作成方法と同じであるが、提案手法の特徴は位相特性と振幅特性を同一の手法で作成することにある。

4.3節では、単純な断層モデルに対して試計算を実施し、提案手法で作成した時刻歴波形の妥当性を確認する。ここでは、特にディレクティビティの効果や放射特性、アスペリティの影響に着目して妥当性を評価する。また、求められた時刻歴波形の最大速度値と既往の距離減衰式による値との比較を行うことで、提案手法の妥当性を確認する。

4.4節では、提案手法を1995年兵庫県南部地震に適用し、観測記録と比較することで時刻歴波形の作成方法の妥当性を確認する。断層モデルは、震源近傍で観測され地震動記録を表現できるように断層破壊過程を決定した釜江・入倉<sup>5)</sup>によるモデルを採用し、求められた時刻歴波形の位相特性と振幅特性について観測記録と比較する。

4.5節では、提案手法を2007年新潟県中越沖地震に適用する。使用した断層モデルは川辺・釜江<sup>6)</sup>である。本節では、提案手法より工学的基盤上の時刻歴波形を求め、K-NETが公開している速度構造を利用して等価線形解析を実施することで、表層地盤の影響を考慮した応答スペクトルを求める。表層地盤の影響を考慮した応答スペクトルと地表面の観測記録を比較することで提案手法の妥当性を検証する。

最後に4.6節で、本章で得られた結論についてまとめる。

## 4.2 時刻歴波形の作成方法

### 4.2.1 特性化位相波形

地震動の考察を行う場合、時間領域だけでなく周波数領域でも行うことが一般的である。この場合、時間関数の周波数領域への変換には、フーリエ変換が使用される。このフーリエ変換後のスペクトル値は、振幅と位相の形で表わされる。地震動のフーリエ振幅スペクトルは、従来よりその特性が研究されてきたが、位相スペクトルはあまり活用されることがなかった。近年、位相スペクトルの持つ意味が明確化されるにつれて、徐々に重視されるようになってきた。特に断層近傍の地震では、断層の破壊過程や観測点の位置関係によって大きくその特性が変化するので、耐震設計用の入力地震動の位相特性についても震源破壊過程の影響の評価が重要であると考えられ、澤田ほか<sup>3)</sup>や佐藤ほか<sup>4)</sup>によって震源特性等を考慮した地震動の位相スペクトルを予測する手法が研究されてきた。

本章では、求める時刻歴波形の位相特性として、第3章で示した特性化グリーン関数の重ね合わせで評価した特性化位相波形を用いる。3.3.2で述べたように、特性化グリーン関数とは<sup>2</sup>モデル (Omega-Square Model) と等価なスペクトル形状を持つ最も単純な波形であり、ある地点で観測される速度波形 $\dot{u}_k(t)$ は、式(4-2-1)に示す<sup>7)</sup>ように、特性化グリーン関数の重ね合わせで評価する。放射特性については、ラディエーション係数を各周波数領域で段階的に変化させる香川<sup>8)</sup>の方法を採用する。

$$\begin{aligned} \dot{u}_k(t) &= \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^m \left[ F_{ijk}^{SH} \{H(t-T_{ij}^{S1}) - 2H(t-T_{ij}^{S2}) + H(t-T_{ij}^{S3})\} \right. \\ &\quad \left. + F_{ijk}^{SV} \{H(t-T_{ij}^{S1}) - 2H(t-T_{ij}^{S2}) + H(t-T_{ij}^{S3})\} \right] \\ F_{ijk}^{SH} &= \frac{R_{ij}^{SH}}{\beta^3 r_{ij}} D_{coef}, \quad F_{ijk}^{SV} = \frac{R_{ij}^{SV}}{\beta^3 r_{ij}} D_{coef} \\ T_{ij}^{S1} &= S_{ij} + \frac{r_{ij}}{\beta}, \quad T_{ij}^{S2} = T_{ij}^{S1} + \tau/2, \quad T_{ij}^{S3} = T_{ij}^{S1} + \tau \\ S_{ij} &= \frac{C_{ij}}{V_r} \end{aligned} \tag{4-2-1}$$

ここに、 $i, j$ は要素断層を表し、 $r_{ij}$ は対象サイトまでの距離、 $R_{ij}^{SH}, R_{ij}^{SV}$ は各々SH波とSV波に対するラディエーション係数、 $S_i$ は破壊伝播時間、 $\tau$ は立ち上がり時間、 $D_{coef}$ はすべり量比を示す。また、 $\beta$ はS波速度、 $H(t)$ はステップ関数、 $C_{ij}$ は破壊開始点から要素断層までの距離、 $V_r$ は破壊伝播速度である。

次に、ラディエーション係数を各周波数領域で段階的に変化させた速度波形をフーリエ変換し、バンドパスフィルターで該当する周波数領域を抽出する。これらを足し合わせて全周波数領域のフーリエスペクトルを求め、逆フーリエ変換して速度の時刻歴波形を作成する。第3章で述べたように本研究では、この時刻歴波形を「特性化位相波形」と呼ぶ。

#### 4.2.2 振幅特性

地震動の振幅特性は、第3章で提案した特性化グリーン関数に基づく応答スペクトル予測手法より算出した地震動の応答スペクトルを用いる。この方法で算出した応答スペクトル値は、従来の距離減衰式では考慮できなかった震源のディレクティビティ効果や周波数依存性を持つラディエーションパターンを評価することができる。ただし、本研究では、用いている応答スペクトルの距離減衰式に安中ほか<sup>9)</sup>の手法を採用しているため、幾何平均した応答スペクトルが算出される点に注意が必要である。

#### 4.2.3 時刻歴波形の作成方法

前節で述べた位相特性と振幅特性から時刻歴波形を算出する。時刻歴波形の作成方法は、通常の模擬地震動波の作成方法と同じであるが、提案手法の大きな特徴は波形の位相特性を示す位相スペクトルと振幅特性を示す地震動の応答スペクトルを同時に得られることにある。

以下に時刻歴波形の作成手順を示す。

ここで、第3章で示した応答スペクトル予測手法より求めた地震動の応答スペクトルをターゲットの応答スペクトルとして、同手法より求めた特性化位相波形を位相波形として、時刻歴波形を作成する。

前述した方法により、各要素断層から発生する特性化グリーン関数の重ね合わせで特性化位相波形を作成する。この特性化位相波形は、3.3.3で述べたように卓越方向からプラス・マイナス45度の方向に成分をもつ。これは、第3章で示した提案手法の中で等価震源距離が等しい地点の平均応答スペクトルを求めるときに必要な処理である。

特性化位相波形から応答スペクトルを計算し、ターゲットの応答スペクトル(ここでは第3章の提案手法より求めた地震動の応答スペクトル)と比較して、周期毎の振幅比を求める。対象とする周期は、0.01 秒から 10 秒の範囲とする。ただし、対象とする周期範囲は変更することが可能である。

特性化位相波形をフーリエ変換し、フーリエ振幅スペクトルにより得られた周期毎の振幅比を乗じる。

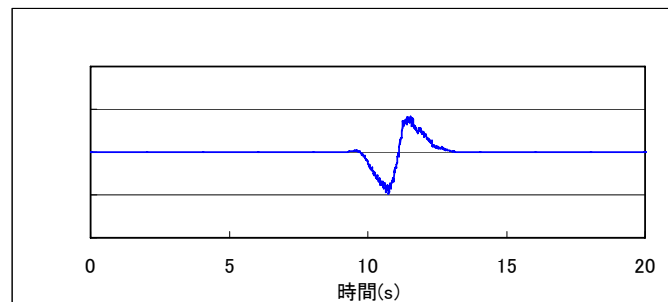
で求めたフーリエスペクトルをフーリエ逆変換し、時刻歴波形に戻す。

で戻した時刻歴波形を新たな位相波形として、収束するまで から の処理を繰り返す。ただ

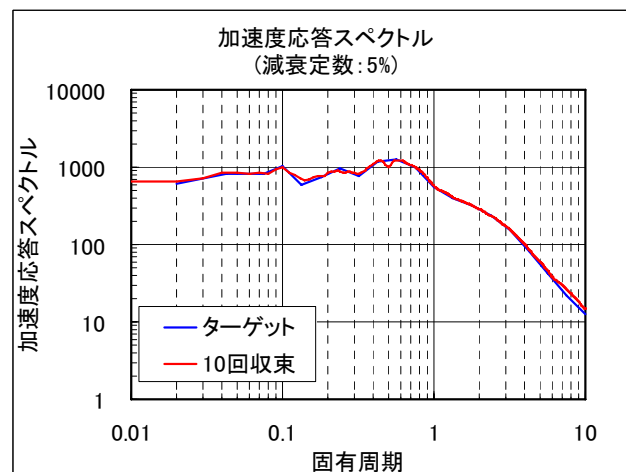


し、本論文の計算例では収束判定はせず、繰り返し 10 回で打ち切っている。

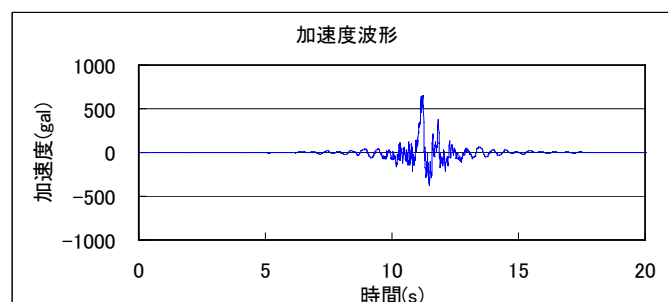
作成した時刻歴波形は卓越方向からプラス・マイナス 45 度の方向に成分をもつため、NS・EW 方向に成分変換する。



(a)特性化位相波形



(b)ターゲット応答スペクトル



(c)作成した加速度時刻歴波形

図-4.2.1 ターゲット応答スペクトルと時刻歴波形の作成例

#### 4.3 試計算結果

提案手法の妥当性を検証するために、仮想断層モデルを設定し試計算を実施した。仮想断層モデルは、3.4.1 同様に、内陸の地殻内断層で  $M_w=7.0$  の横ずれ断層とした。断層モデルは、長さ  $L=30\text{km}$ 、幅  $B=15\text{km}$ 、上端深さ  $=5\text{km}$ 、傾斜角  $90^\circ$  とし、断層のほぼ中央にアスペリティ長さ  $L=10\text{km}$ 、幅  $B=10\text{km}$  を配置した。

本章では、時刻歴波形の算出においてアスペリティ領域のみ考慮し、背景領域からの寄与は考慮しないものとした。これは、後述する兵庫県南部地震や新潟県中越沖地震で使用した震源モデルを含め、通常地震動シミュレーションでは背景領域からの寄与はほとんど無視して実施されることが多いためである。

##### 4.3.1 特性化位相波形

図-4.3.1 に評価地点の位置図を、また図-4.3.2 に求められた特性化位相波形をそれぞれ示す。この特性化位相波形は、卓越方向からプラス・マイナス  $45^\circ$  の方向に成分を持っている。

今回は、地震断層の背景領域からの寄与を考慮してないため、仮想断層モデルはユニラテラルな破壊伝播となる。そのため、バックワード領域に位置する地点①、②については、パルス幅が広く、パルス高さが低い波形が評価されている。一方、フォワードディレクティビティの影響を受ける地点③、④、⑤については、パルス幅が狭く、パルス高さが高い波形が評価されていることがわかる。

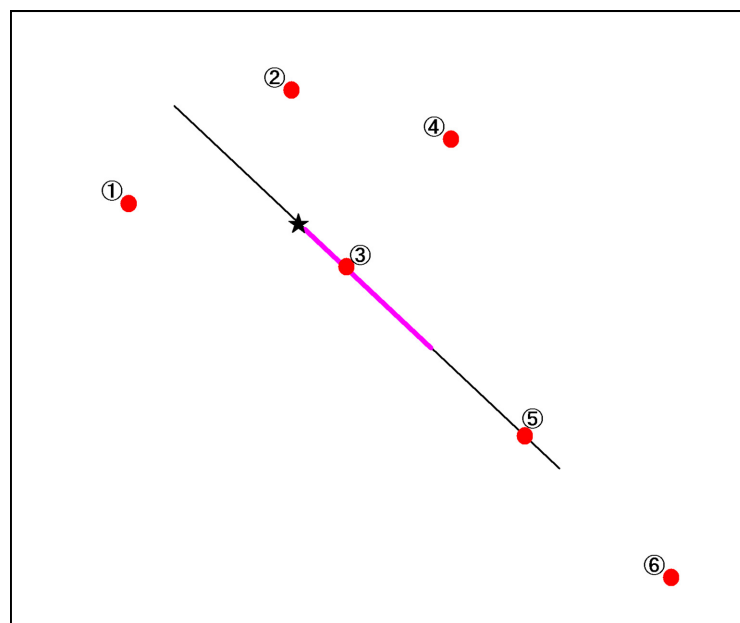
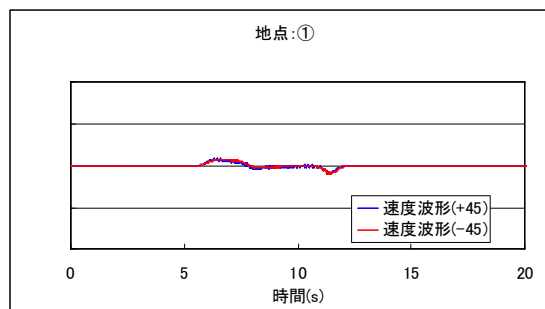
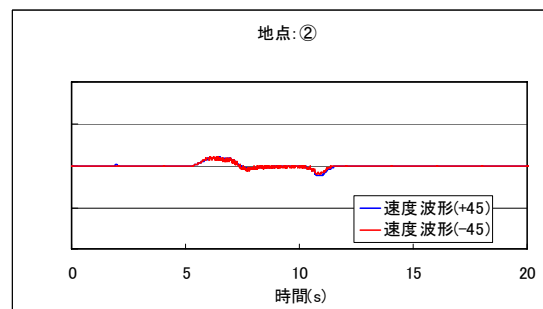


図-4.3.1 評価地点の位置  
( 〇 : 破壊開始点, 赤 : アスペリティ )

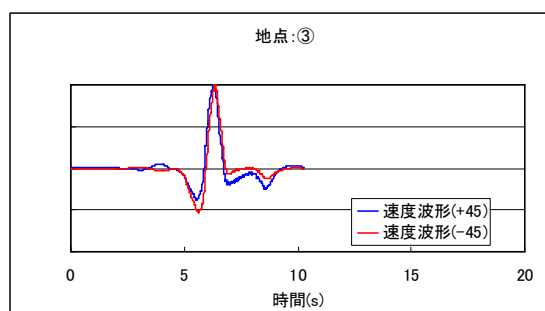
地点 : 53350087



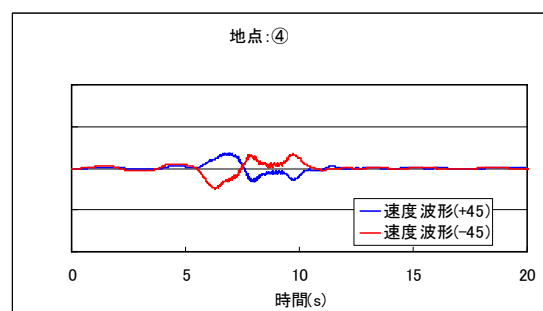
地点 : 53351155



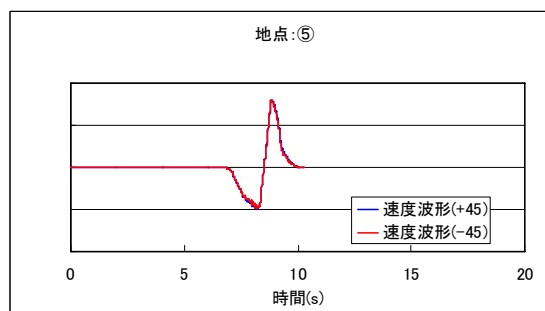
地点 : 53350148



地点 : 53351223



地点 : 52357247



地点 : 52356354

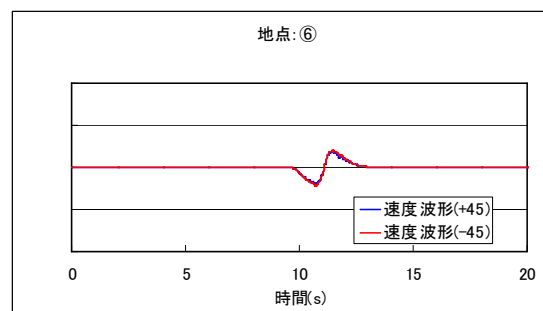


図-4.3.2 提案手法により求めた特性化位相波形

#### 4.3.2 特性化位相波形の平面速度分布

特性化位相波形のディレクティビティ効果の平面分布を確認するために、特性化位相波形の長周期領域のみを抽出して、最大速度振幅図を作成した。図-4.3.3 に速度振幅分布図を示す。この図は、各地点で算出した特性化位相波形をフーリエ変換し、バンドパスフィルターで周期 2 秒以上の長周期領域を抽出して作成したものである。図中の が破壊開始点、緑線がアスペリティの平面位置を示すが、破壊が伝播する方向に対して最大速度値が大きくなっていることがわかる。また、同図より長周期領域で明瞭に現れる放射特性(ラディエーションパターン)の理論放射特性が表現できていることが確認できる。

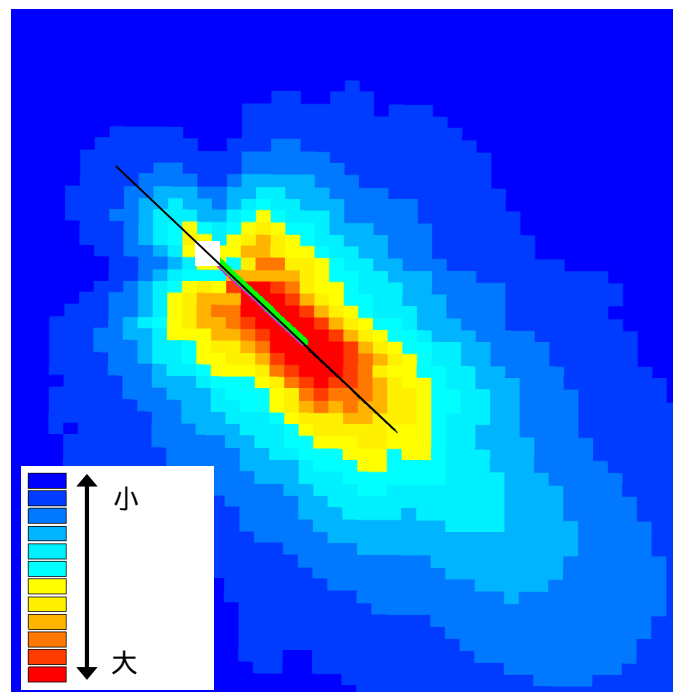
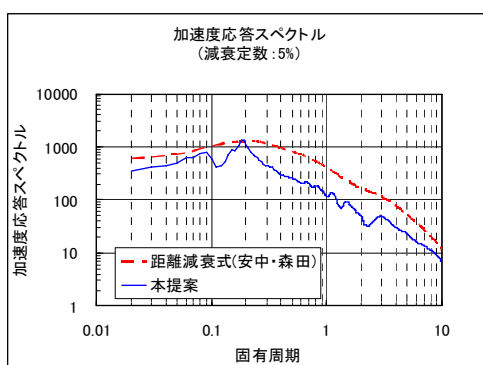


図-4.3.3 特性化位相波形の速度振幅分布図  
(アスペリティ領域にのみ実効応力を付加，周期：2秒以上)

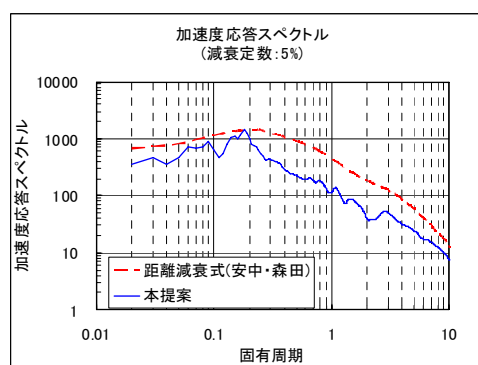
### 4.3.3 応答スペクトル

3.3.3で述べた方法により求めた応答スペクトルを図-4.3.3に示す。図-4.3.2に示した特性化位相波形の結果と同様に、ディレクティビティの効果が明瞭に現れている。すなわち、地点 53350087 はフォワードディレクティビティの影響を受ける地点であるが、周期 1 秒以上で加速度応答スペクトルが大きくなっていることがわかる。逆にバックワード領域に位置する地点 53351155 では、周期 1 秒以上で距離減衰式より小さな加速応答スペクトル値になっている。これは前述した図-3.4.10 と同じ傾向だが、本節では背景領域からの寄与を考慮していないため、ディレクティビティ効果の影響がより明瞭に表れている。

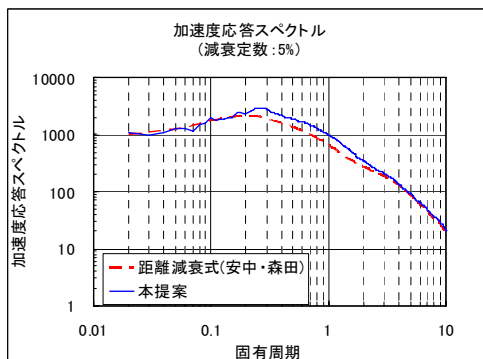
地点 : 53350087



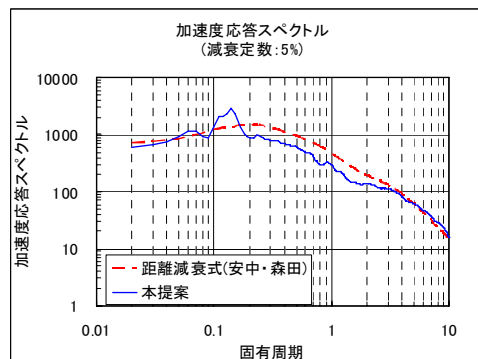
地点 : 53351155



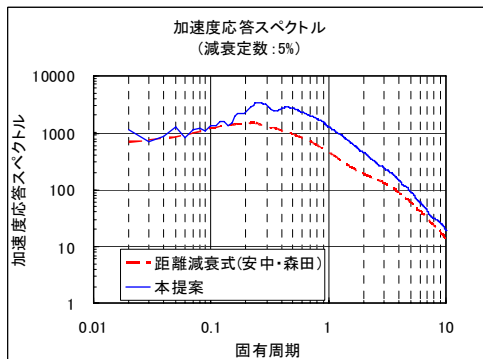
地点 : 53350148



地点 : 53351223



地点 : 52357247



地点 : 52356354

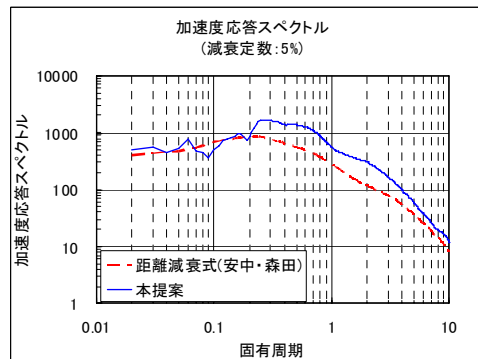


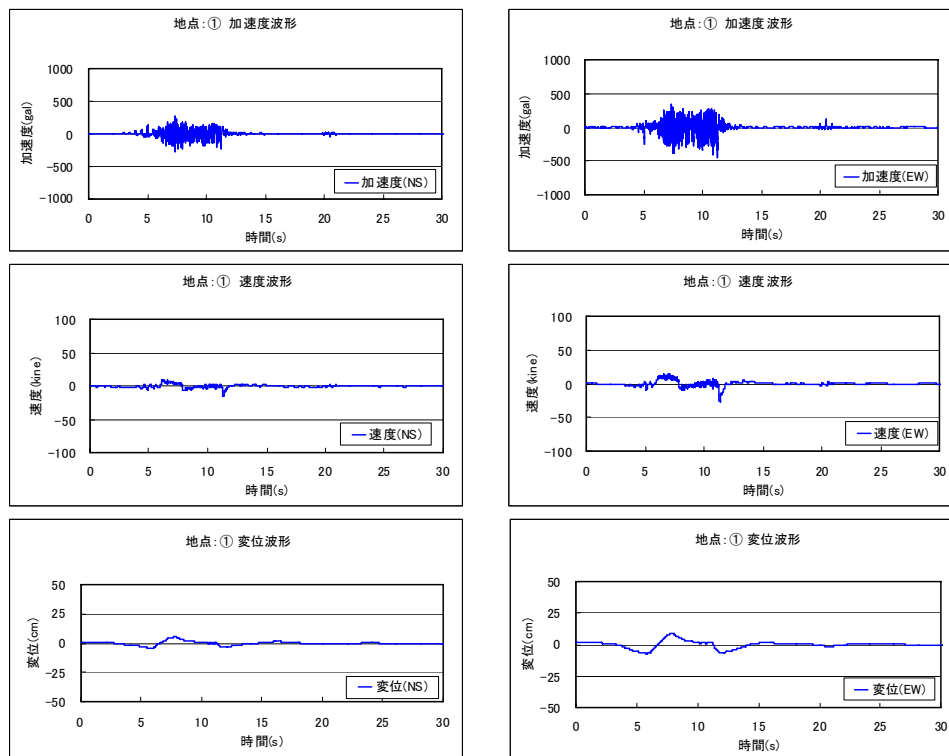
図-4.3.4 提案手法により求めた加速度応答スペクトル (減衰定数 5%)

#### 4.3.4 時刻歴波形

内陸地震では、震源近傍において大きな振幅を持つパルス状の地震波が観測される場合がある。これは、ディレクティビティ・パルスと呼ばれ、断層破壊の進行方向に地震波が重なり合うことによって、振幅が大きくなる現象である。1995 年兵庫県南部地震では、震源近傍でみかけの周期 1 秒程度のパルス波が断層直交成分に卓越する記録が観測されている。

図-4.3.5、図-4.3.6、図-4.3.7 に、図-4.3.2 に示した特性化位相波形と図-4.3.4 に示した応答スペクトルより求めた時刻歴波形を示す。フォワードディレクティビティ領域に位置する地点、は、ディレクティビティ・パルス波が明瞭に表れている。一方、バックワード領域に位置する地点、は、幅が広く高さが低いパルス波となっている。前述したように本節では、背景領域からの寄与を考慮していないため、ディレクティビティの影響が明瞭である。

地点 : 53350087



地点 : 53351155

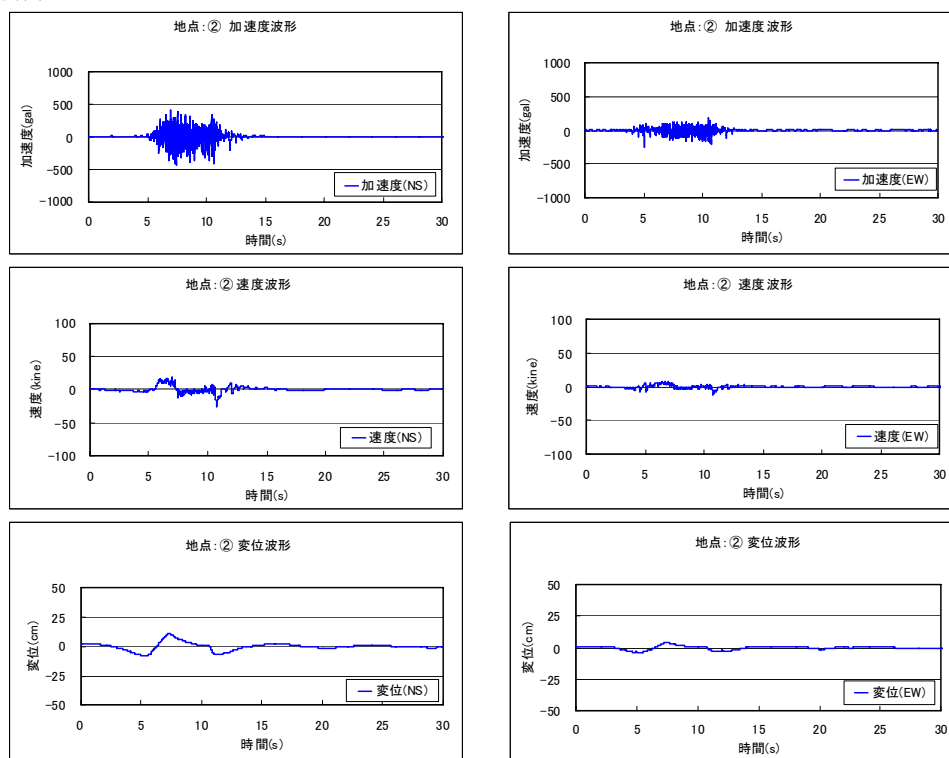
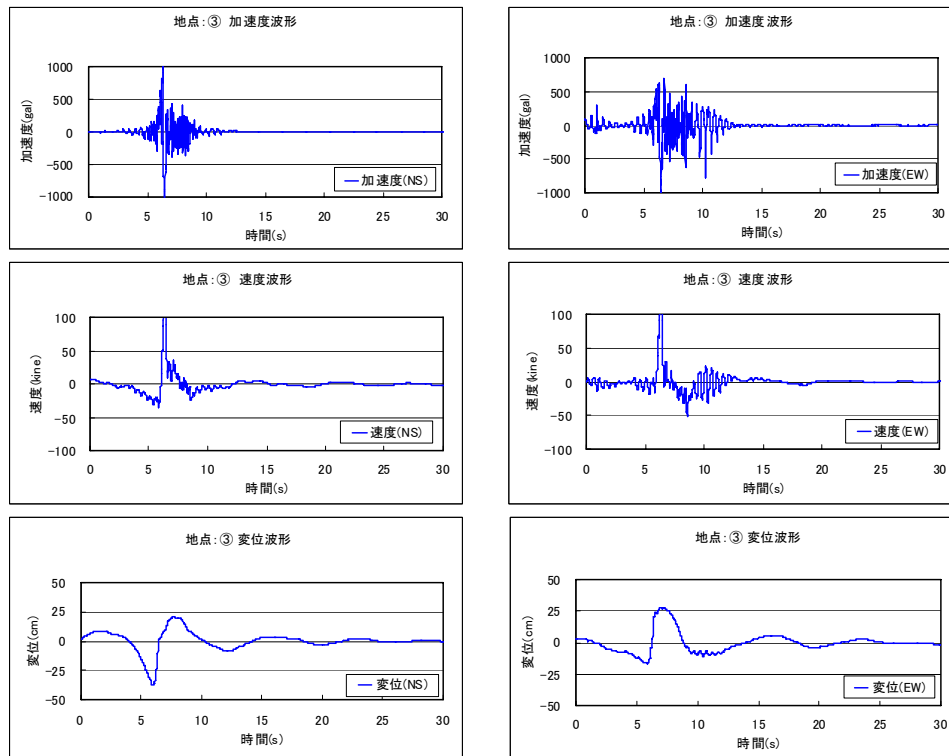


図-4.3.5 提案手法により求めた時刻歴波形

地点 : 53350148



地点 : 53351223

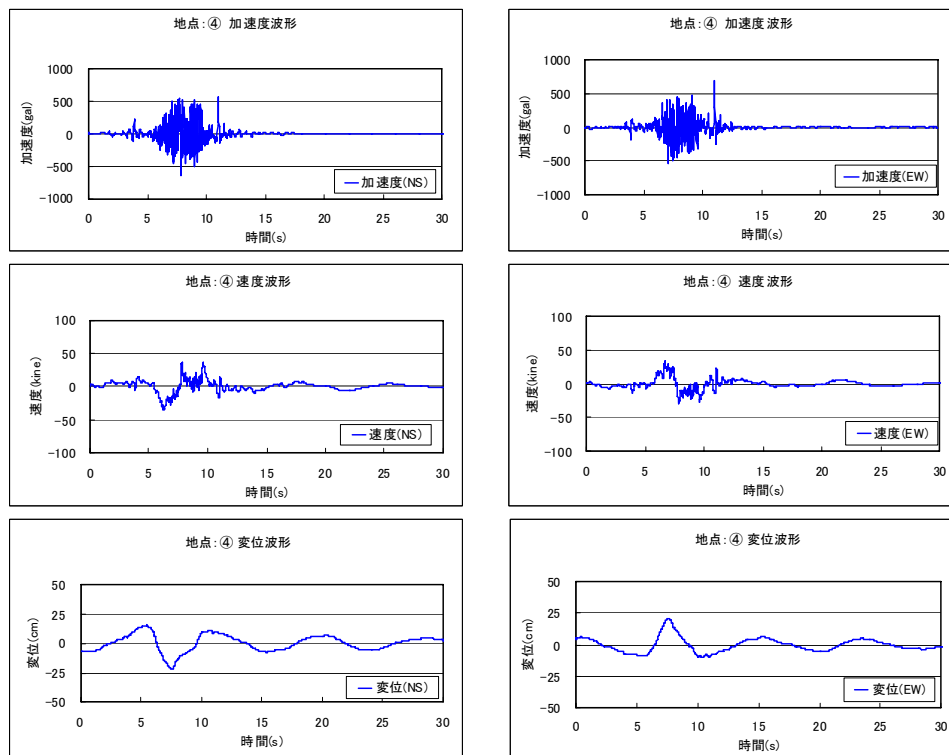
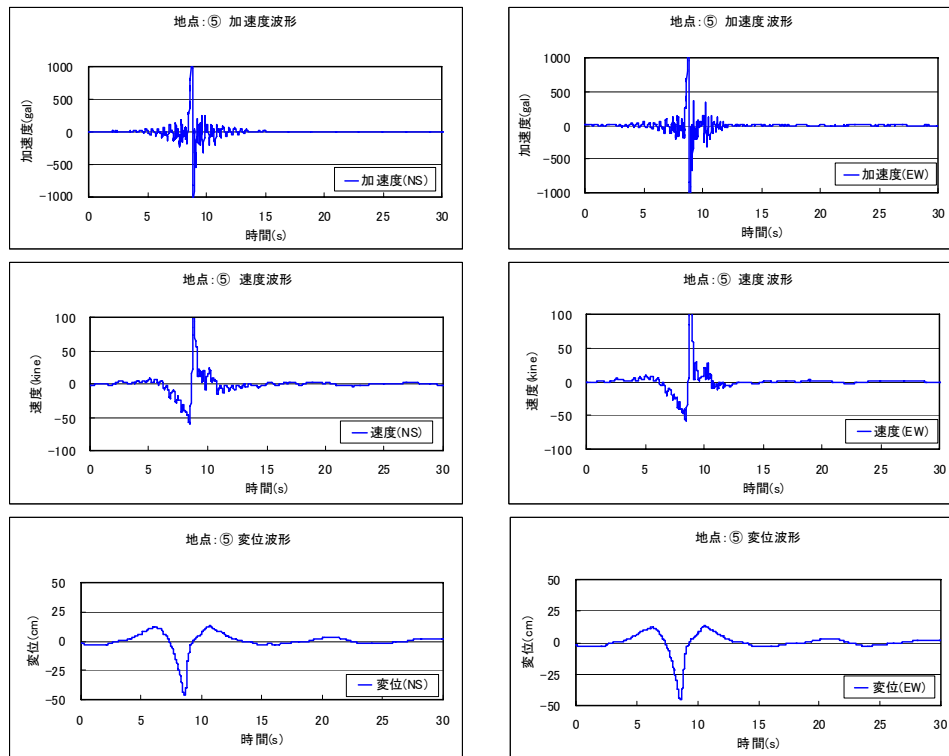


図-4.3.6 提案手法により求めた時刻歴波形



地点 : 52357247



地点 : 52356354

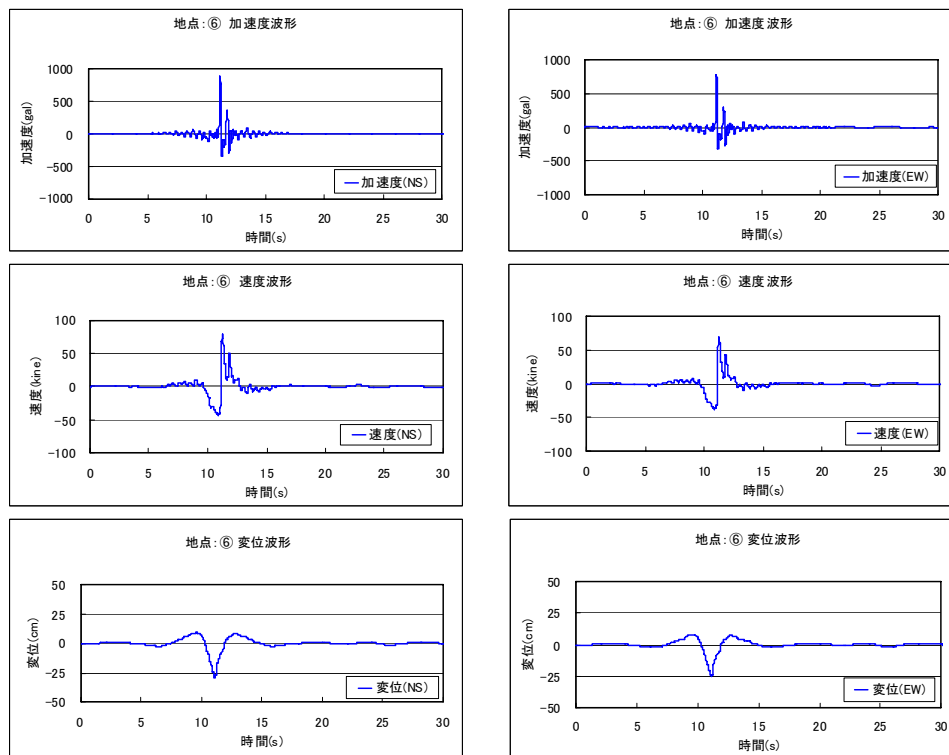


図-4.3.7 提案手法により求めた時刻歴波形

#### 4.3.5 既往距離減衰式との比較

通常、半経験的手法や理論的手法による地震動予測を実施した場合、予測結果の妥当性を確認するために距離減衰式の予測値と比較して、予測結果が距離減衰式の予測値のバラツキの範囲内にあることを確認する。本節でも提案手法より求めた時刻歴波形の妥当性を確認するために、既往の距離減衰式との比較を行った。既往の距離減衰式として、司・翠川<sup>10)</sup>の距離減衰式を使用し、震源距離は、断層最短距離を用いた。ただし、この距離減衰式は  $V_s = 600\text{m/sec}$  相当の地盤上の最大速度値を求めているが、提案手法は標準的な地表面の時刻歴波形を求めているため、 $V_s = 250\text{m/sec}$  相当の地盤上の最大速度値に換算したもので比較した。ちなみに川瀬・松尾<sup>11)</sup>によると K-NET, KiK-net の 1300 地点の中で良好な地盤と評価された 404 地点において、深さ 10m までの平均 S 波速度を求めたところ、200 ~ 400m/sec の地点が一番多いとされている。

図-4.3.8 に提案手法より求めた時刻歴波形の最大速度値と司・翠川の距離減衰式から求めた最大速度値との比較を示す。図中の黒線が司・翠川の距離減衰式から求めた最大速度値で、赤線は司・翠川の距離減衰式から求めた最大速度値 + (標準偏差: 0.3) の最大速度値、青線は距離減衰式から求めた最大速度値 - (標準偏差: 0.3) の最大速度値を示している。図に示した 6 地点は、フォワードディレクティビティ領域に位置する 3 地点( , , )とバックワード領域に位置する 2 地点( , )、断層と直交方向に位置する 1 地点( )である。フォワードディレクティビティ領域に位置する 3 地点は距離減衰式から求めた最大速度値 + より若干大きめの値を示していることがわかる。一方、バックワード領域の 2 地点は距離減衰式から求めた最大速度値 - とほぼ同じ値を、断層と直交方向に位置する 1 地点は距離減衰式から求めた最大速度値とほぼ同等の値を示しており、提案手法がディレクティビティ効果を適切に評価していることが伺える。

また、図-4.3.9 に提案手法より求めた時刻歴波形の最大速度値と第 2 章で示した破壊伝播効果を考慮した距離減衰式より求めた最大速度値との比較を示す。提案手法より求めた最大速度値は、破壊伝播効果を考慮した距離減衰式より求めた最大速度値の中にほぼ含まれており、それぞれ別の手法で評価したディレクティビティ効果がほぼ同等に評価されていることが確認できた。

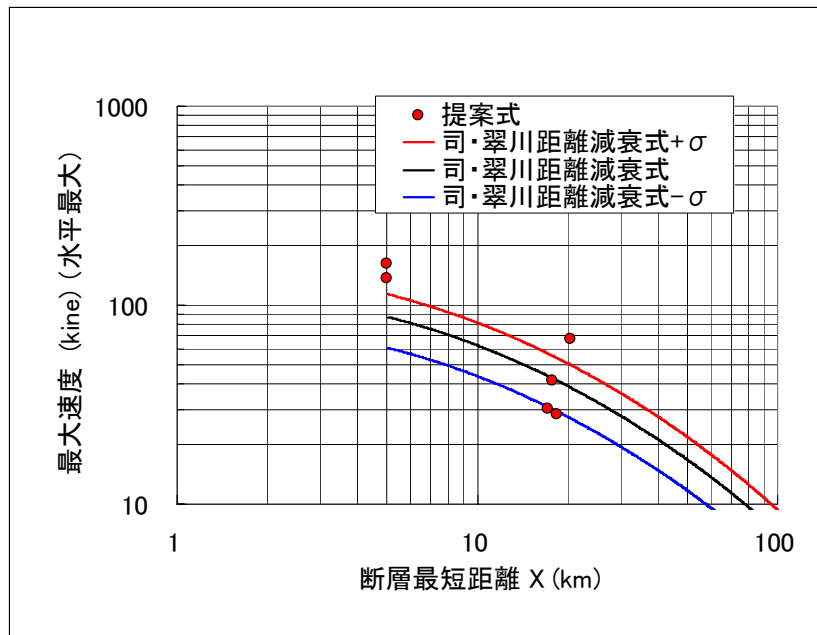


図-4.3.8 提案手法より求めた最大速度と司・翠川の距離減衰式との比較

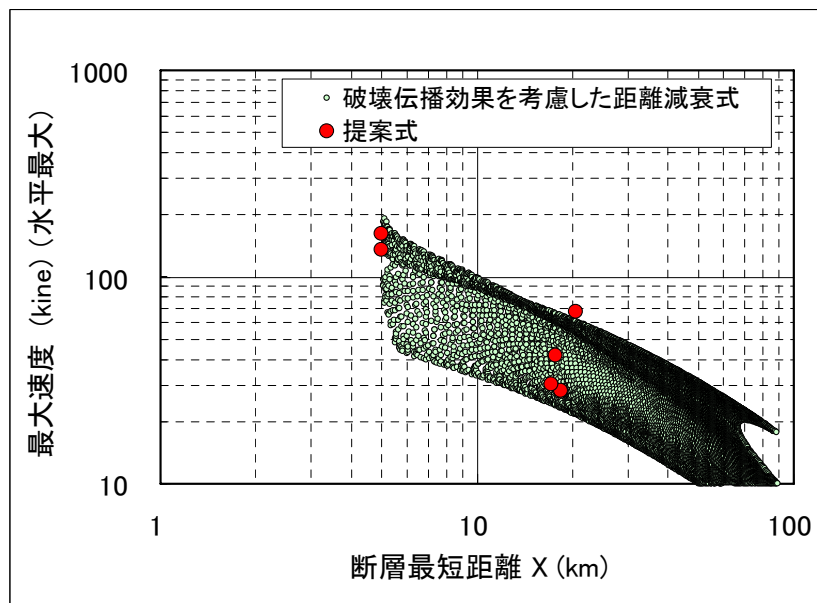


図-4.3.9 提案手法より求めた最大速度と破壊伝播効果を考慮した距離減衰式（第2章）との比較

#### 4.3.6 時刻歴波形の成分変換の妥当性確認

卓越方向からプラス・マイナス 45 度の方向に時刻歴波形を成分変換する方法の妥当性を確認するために、前述した断層モデルの走向を変更して試計算を実施した。断層モデルは、前述した試計算と同様の震源モデルを使用した。評価した地点は、フォワードディレクティビティの影響を受ける 2 地点（ ② , ③ ）とバックワード領域の 1 地点（ ⑥ ）である。

図-4.3.11 に特性化位相波形の比較を、図-4.3.12 に応答スペクトルの比較図をそれぞれ示す。特性化位相波形、応答スペクトル共にほぼ一致した結果を示していることがわかる。これにより卓越方向からプラス・マイナス 45 度の方向に時刻歴波形を成分変換することで、断層の走向の変化に依存しない特性化位相波形を評価できることが確認できた。ちなみに卓越方向からプラス・マイナス 45 度の方向に時刻歴波形を成分変換する処理は、第 3 章で示した提案手法の中で等価震源距離が等しい地点の平均応答スペクトルを求めるときに必要な処理である。

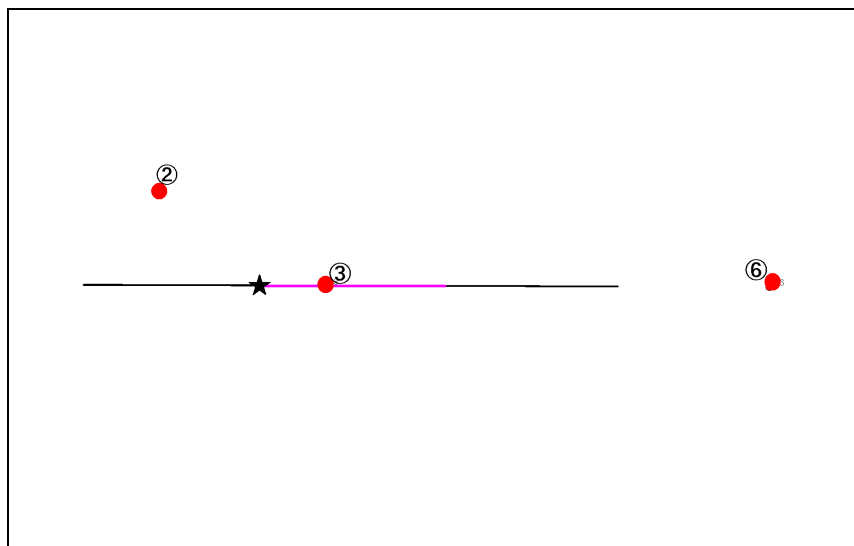
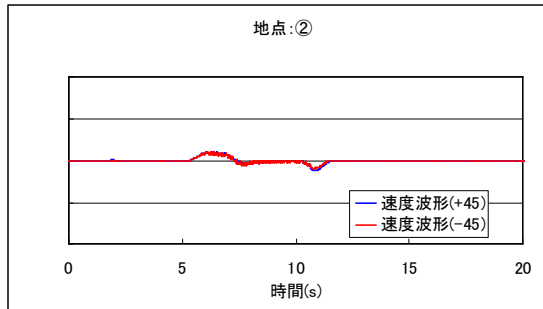
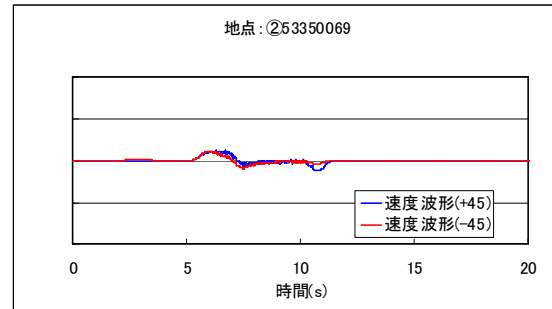


図-4.3.10 断層（走向：水平）の位置  
（ ③ : 破壊開始点，赤 : アスペリティ）

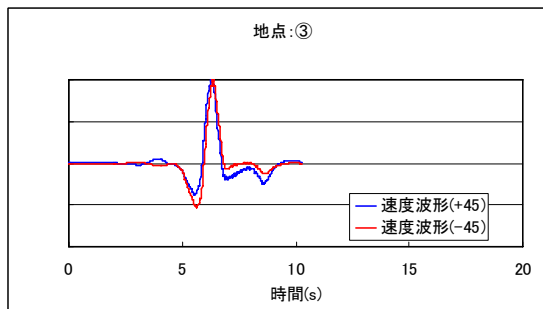
地点 : 53351155 (断層走向約 45°)



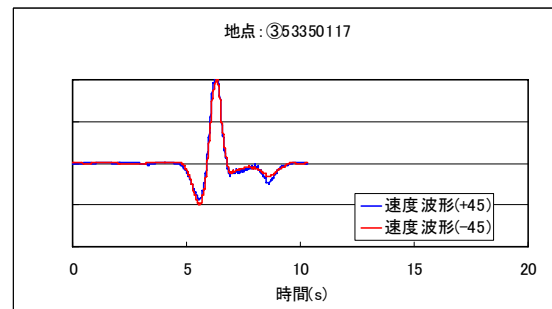
地点 : 53350087 (断層走向約 0°)



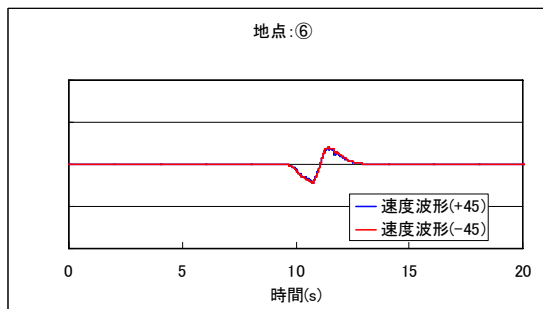
地点 : 53350148 (断層走向約 45°)



地点 : 53350117 (断層走向約 0°)



地点 : 52356354 (断層走向約 45°)



地点 : 53350319 (断層走向約 0°)

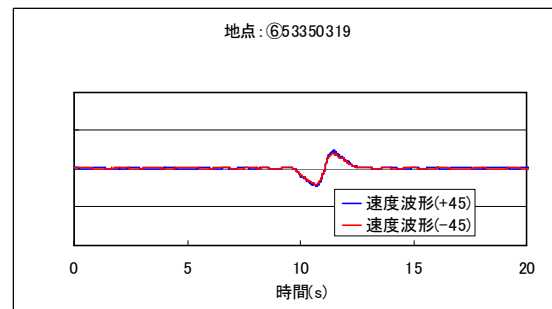
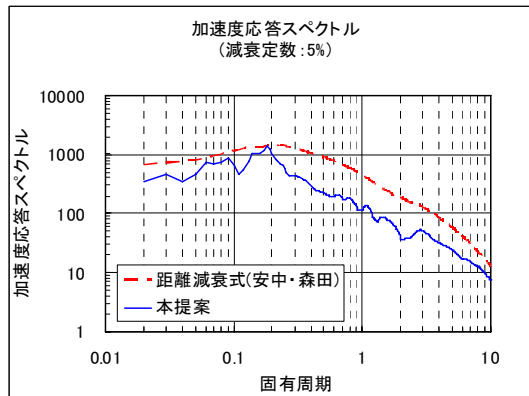
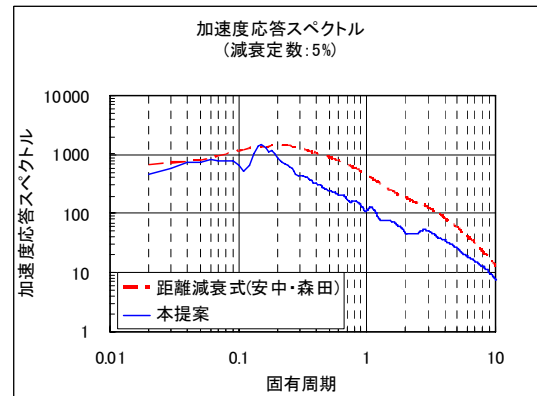


図-4.3.11 断層走向の違いによる特性化位相波形の比較

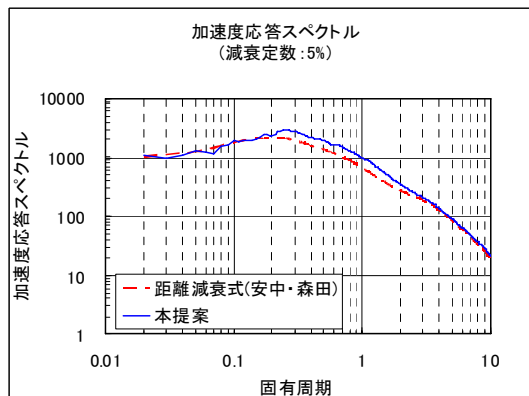
地点 : 53351155 (断層走向約 45°)



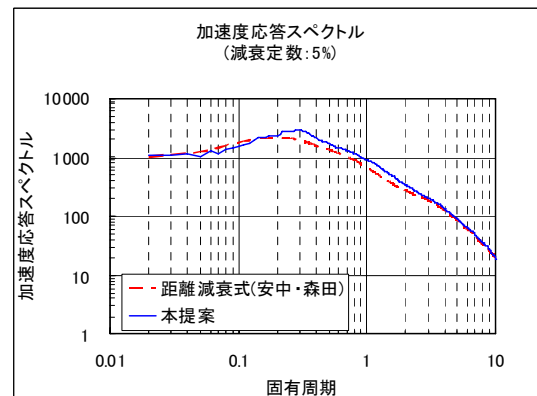
地点 : 53350087 (断層走向約 0°)



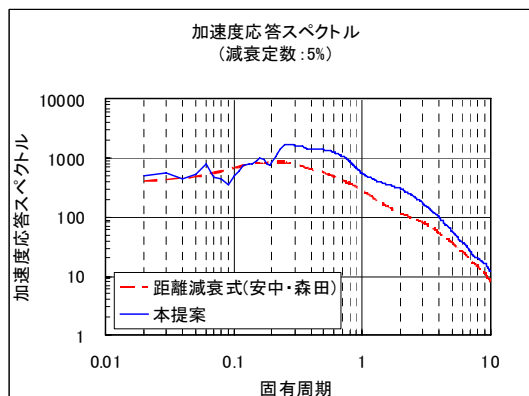
地点 : 53350148 (断層走向約 45°)



地点 : 53350117 (断層走向約 0°)



地点 : 52356354 (断層走向約 45°)



地点 : 53350319 (断層走向約 0°)

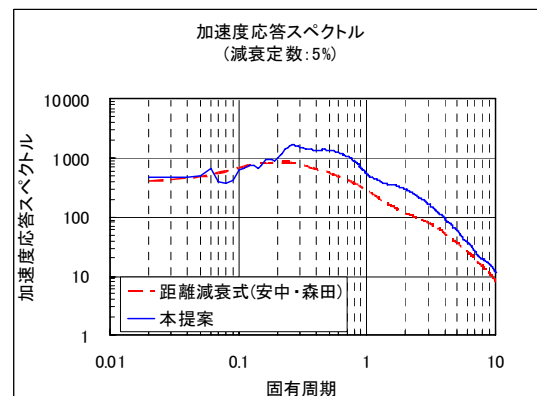


図-4.3.12 断層走向の違いによる応答スペクトルの比較

#### 4.4 兵庫県南部地震のシミュレーション

提案手法の妥当性を検証するために、1995 年兵庫県南部地震によるシミュレーションを実施した。兵庫県南部地震の震源モデルは、研究者によってこれまで多くのモデルが提案されている<sup>12)~16)</sup>。今回は、時刻歴波形の作成方法の妥当性を確認することが目的であるため、観測記録の時刻歴波形をきちんと説明できる震源モデルを選定する必要がある。その中で、震源近傍で観測された地震動記録を表現できる釜江・入倉モデル<sup>5)</sup>を採用することとした。釜江・入倉モデルは、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって観測記録との比較から 3 つのサブイベントからなる震源モデルを提案したものである。特にアスペリティの位置やサイズ、応力降下量は、神戸大学 (KBU) と本山第一小学校 (MOT) の観測記録に見られる 2 つのパルス状の波形の卓越周期と振幅が一致するように決められたものであり、震源近傍に位置する KBU、MOT 地点の時刻歴波形の一致度は非常に良い。震源モデルの詳細は、3.6.1 に示す。

断層破壊は、釜江・入倉モデルを参考に 3 つのサブイベントが発生するように設定した。まず、ASP.1、ASP.2 で同時に破壊が開始し、破壊伝播はアスペリティ内を円状に広がるように設定した。ASP.3 については、アスペリティ内の南西部最深部から破壊が開始し、同じくアスペリティ内を円状に破壊伝播が広がるように設定した。ちなみに破壊伝播速度は、2.8km/s である。断層モデルを図-4.4.1 に示す。なお、本解析では、地盤による影響と震源モデルの背景領域からの寄与は考慮していない。

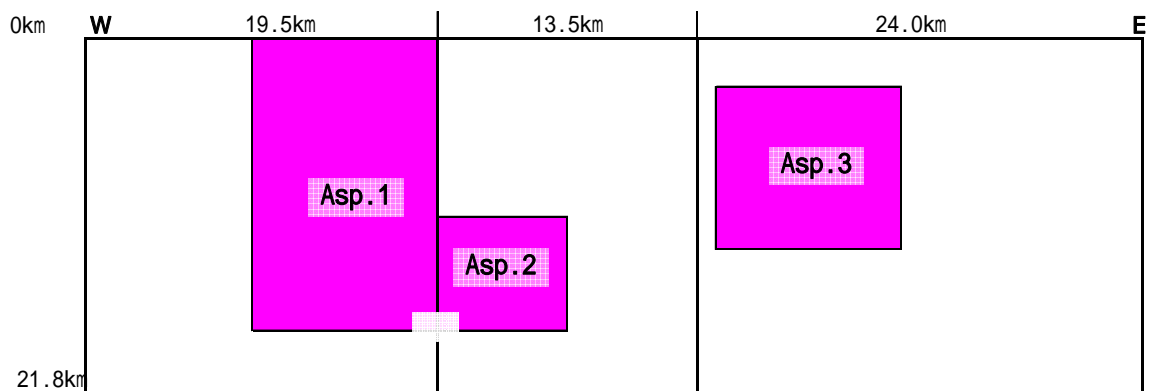


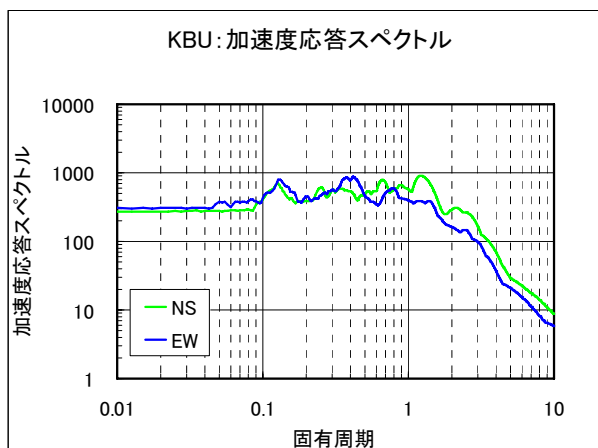
図-4.4.1 兵庫県南部地震断層モデル  
( : 破壊開始点, 赤 : アスペリティ)

#### 4.4.1 特性化位相波形の検証

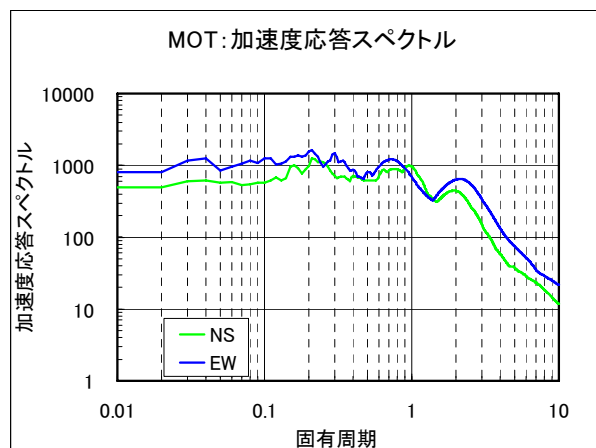
地震動の位相特性は、第3章で示した特性化グリーン関数の重ねあわせで評価される特性化位相波形を用いる。前述したように提案手法では、特性化位相波形として卓越方向からプラス・マイナス45度の方向に成分変換した波形を求めているが、本節では特性化位相波形の妥当性を検証すること目的としているため、NS、EW成分で重ね合わせた波形を使用する。提案手法より求めた特性化位相波形の位相特性を検証するために、振幅特性として観測記録の応答スペクトルを用いて時刻歴波形を作成した。つまり、観測記録の振幅特性と提案手法により求めた特性化位相波形の位相特性を用いて、実際の観測記録に近い波形が再現できるか検証した。

図-4.4.2に観測記録の応答スペクトルを示す。比較した観測点は、KBU地点、MOT地点である。また、図-4.4.3に提案手法より求めた特性化位相波形を示す。特性化位相波形の位相特性と観測記録の振幅特性より求めた時刻歴波形を図-4.4.4と図-4.4.5に示す。この図より、特性化位相波形の位相特性と観測記録の振幅特性より求めた時刻歴波形と観測記録は非常によく一致していることが確認できる。以上の結果により、震源特性が支配的になるような震源近傍においては、提案手法より求めた特性化位相波形が地震動の位相特性を精度よくモデル化できることが確認できた。



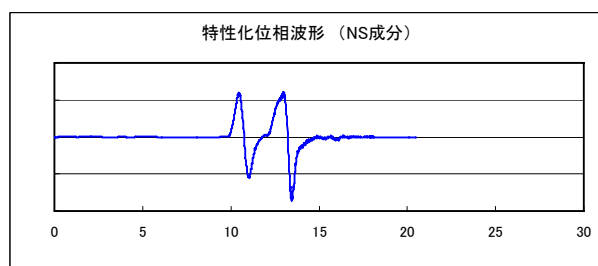


(a)KBU 地点

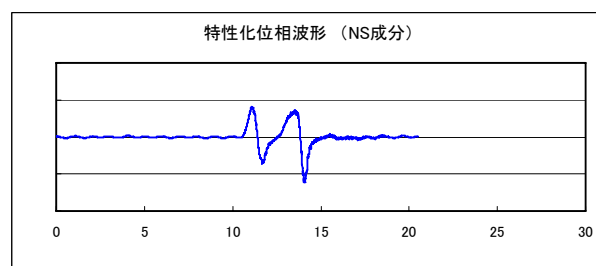


(b)MOT 地点

図-4.4.2 観測記録の応答スペクトル



(a)KBU 地点



(b)MOT 地点

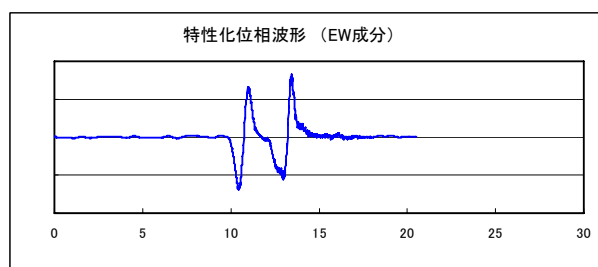
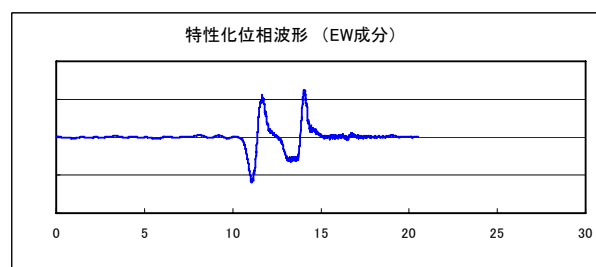


図-4.4.3 提案手法より求めた特性化位相波形



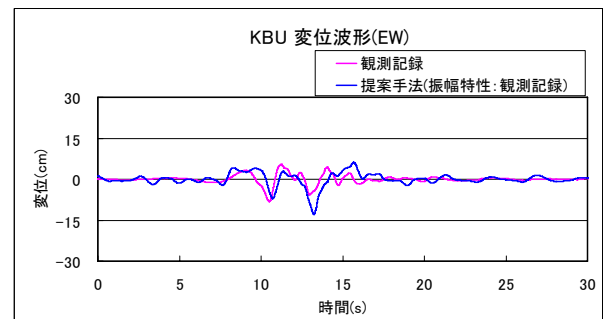
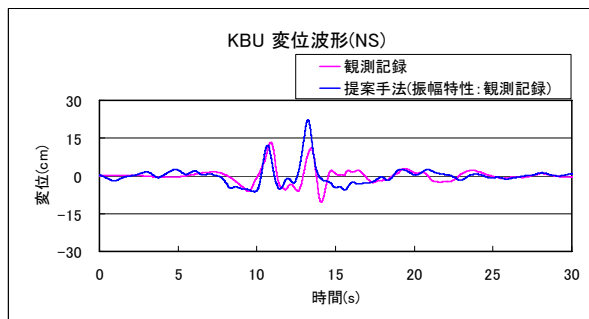
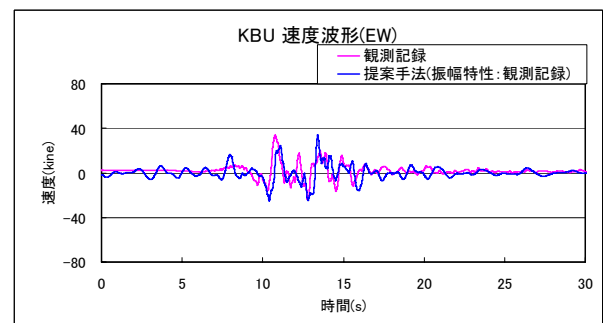
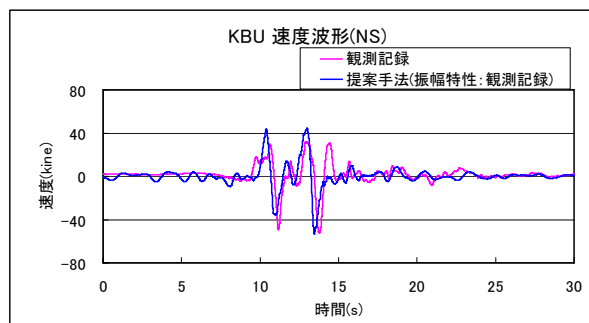
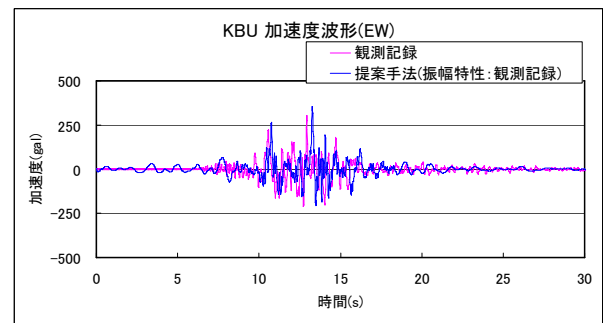
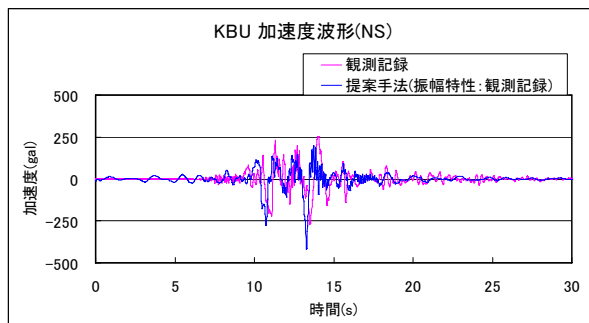


図-4.4.4 特性化位相波形の検証 (KBU 地点)  
(振幅特性は観測記録を使用)

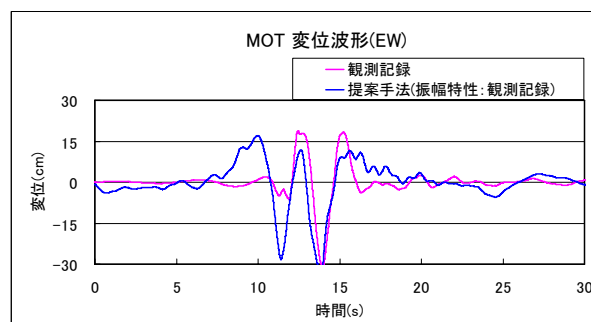
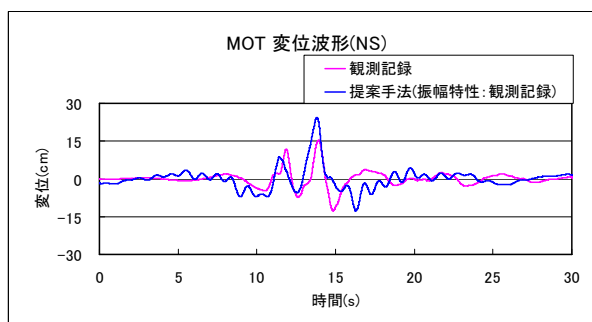
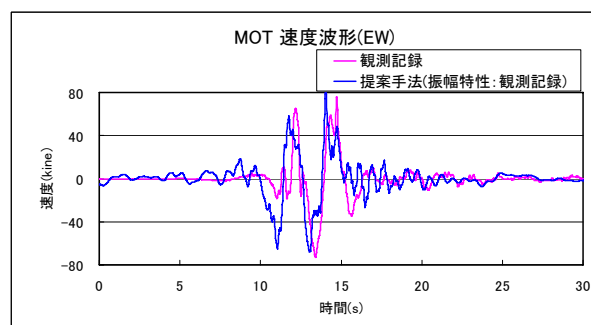
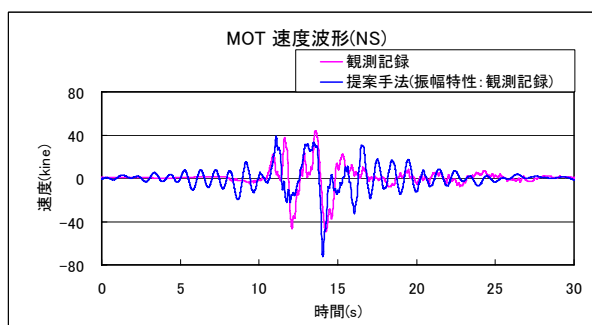
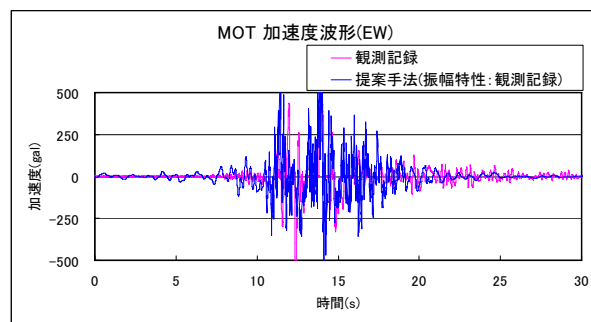
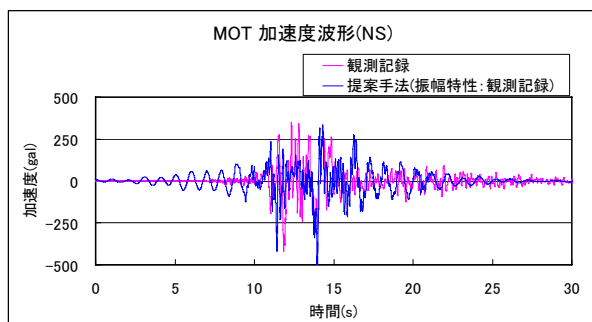


図-4.4.5 特性化位相波形の検証 (MOT 地点)  
(振幅特性は観測記録を使用)

#### 4.4.2 応答スペクトルの検証

提案手法では時刻歴波形の振幅特性として、第3章で示した特性化グリーン関数に基づく応答スペクトル予測手法より求めた地震動の応答スペクトルを用いる。図-4.4.6に第3章の手法より求めた応答スペクトルを示す。第3章で述べたように KBU 地点は、岩盤上 ( $V_s = 700\text{m/sec}$ ) の記録 (トンネル内で観測) であるため、提案手法で用いる距離減衰式は工学的基盤上のデータを元に作成した安中ほか(1997)<sup>17)</sup>の距離減衰式を使用した。また、MOT 地点は、地表面での観測記録であるため、安中ほか(2005)<sup>9)</sup>の距離減衰式を使用した。

同様の解析は3.6.1でも実施しているが、3.6.1では背景領域の寄与を考慮しているのに対し、本節では背景領域から寄与を考慮していない。背景領域の寄与を考慮するかしないかで、応答スペクトルにはそれ程大きな違いは見られないが、KBU 地点については背景領域の寄与を考慮しない条件の方が若干ではあるが観測記録と整合しているといえる。MOT 地点は、3.6.1同様、周期 0.6 秒以上で観測記録の方が大きな値を示している。

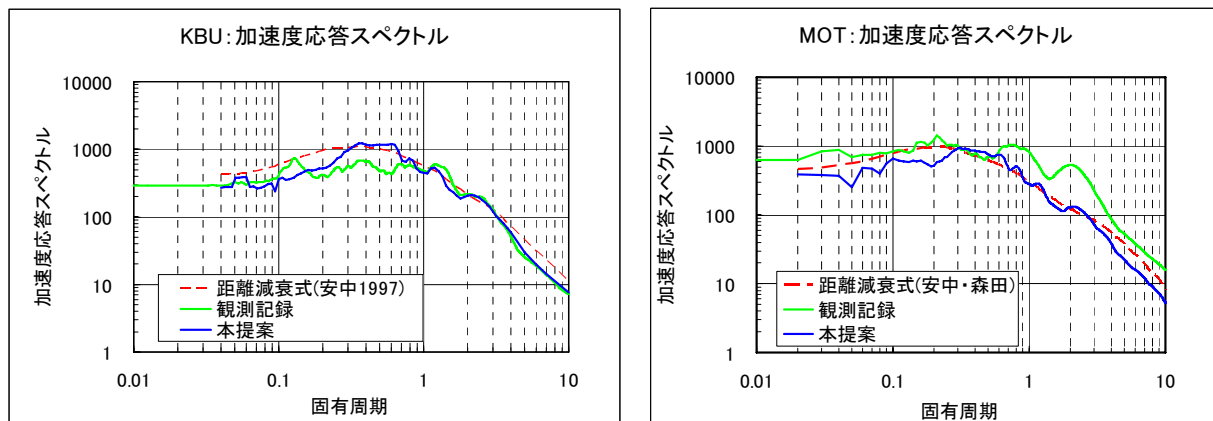


図-4.4.6 応答スペクトル (減衰定数 5%) の検証

#### 4.4.3 時刻歴波形の検証

提案手法より求めた時刻歴波形と観測記録の比較を図-4.4.7 および図-4.4.8 に示す。KBU 地点については、位相特性、振幅特性ともに精度よく予測されているため、求められた時刻歴波形も観測記録との整合は良い。特に主要動部分については、波形の形状、位相、振幅ともに申し分ない予測結果といえる。MOT 地点については、加速度波形は概ね一致しているものの、速度波形と変位波形の特に EW 成分については観測記録の方が大きな値を示している。これは、前述した応答スペクトルの比較において、観測記録の周期 0.6 秒以上の大きな応答値が時刻歴波形に表れた結果と考えられる。この現象は 3.6.1 で述べたように深層地盤構造による「盆地エッジ効果」によるものと推測される。

盆地エッジ効果とは、六甲断層系による神戸市下部の段差構造が作り出す増幅効果であり、周期 1 秒前後の速度パルスが増幅されたことが既往の研究で明らかになっている<sup>18)</sup>。この効果を定量的に評価するためには複雑な盆地構造の影響を精度よく評価する必要があることが指摘されている<sup>19)</sup>。MOT 地点の観測記録を提案手法で精度よく説明するためには、2 次元・3 次元の不整形地盤構造を評価する考え方を導入する必要があると考えられる。

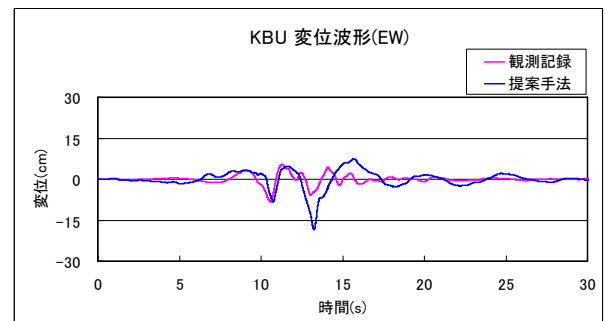
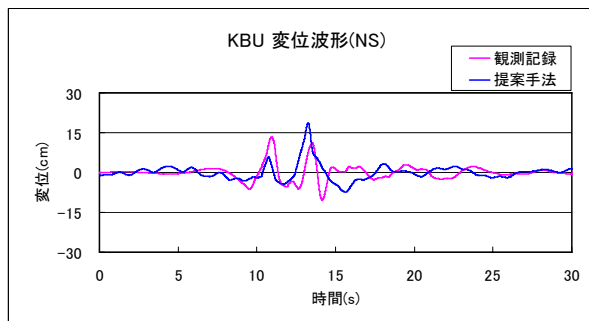
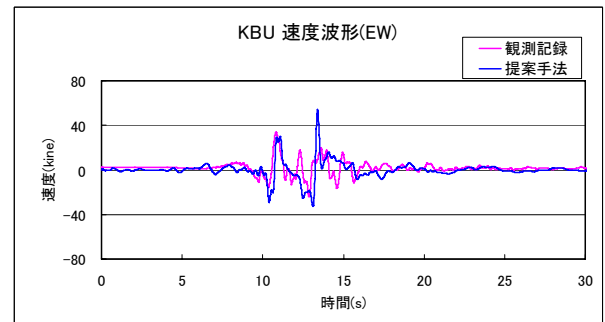
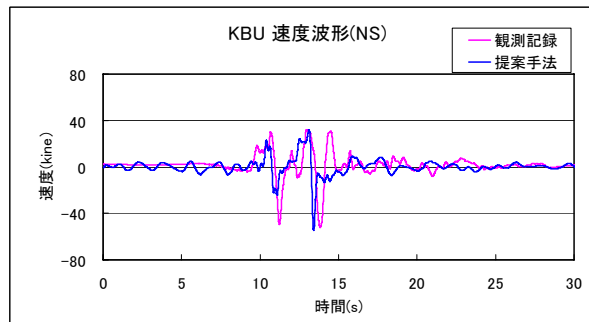
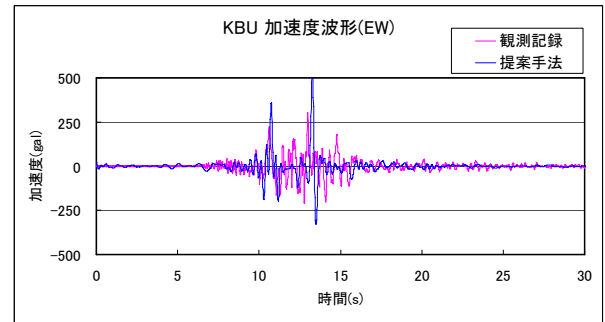
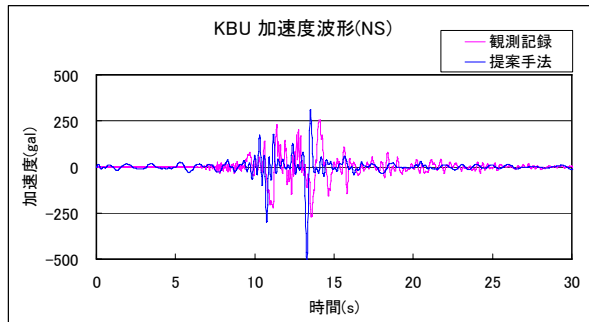


図-4.4.7 時刻歴波形の検証 (KBU 地点)

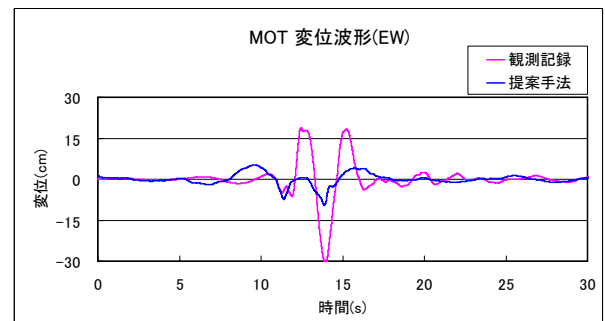
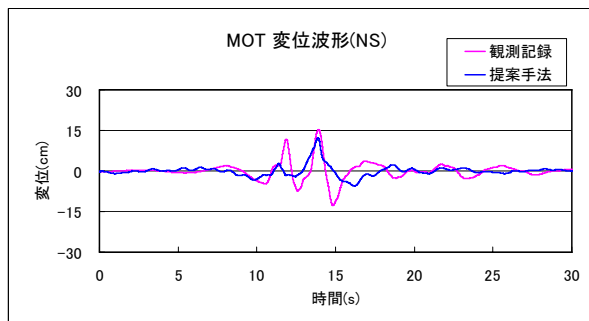
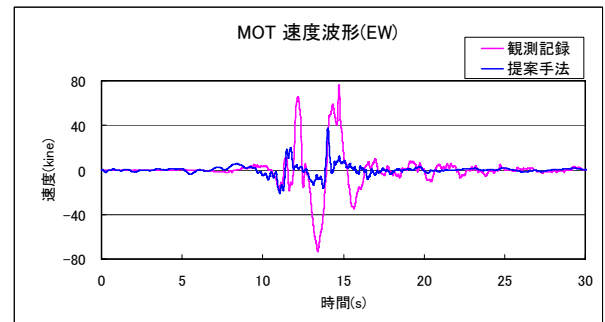
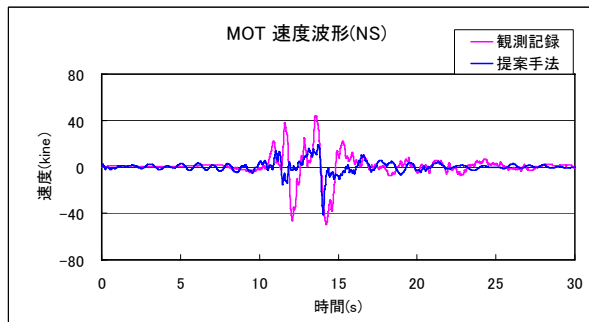
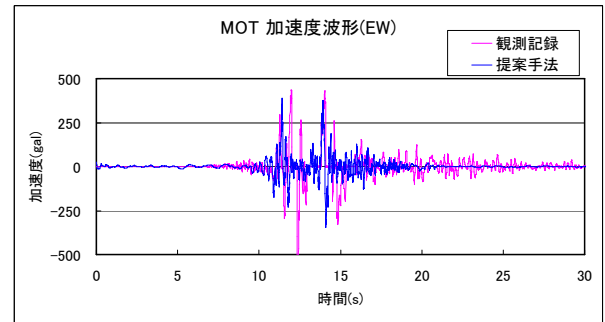
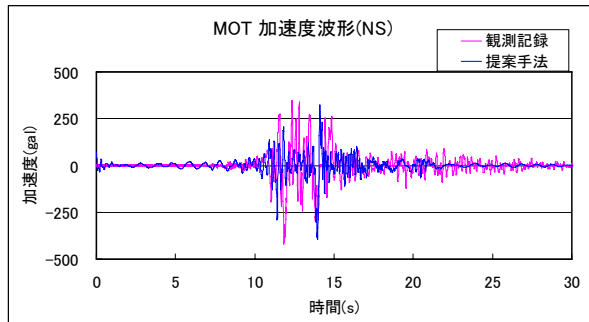


図-4.4.8 時刻歴波形の検証 (MOT 地点)

#### 4.5 新潟県中越沖地震のシミュレーション

提案手法を用いて 2007 年新潟県中越沖地震によるシミュレーションを実施した。新潟県中越沖地震の震源断層は、北西 - 南東方向に圧縮軸をもつ逆断層タイプである。この地震についても、兵庫県南部地震同様多くの研究者によってその震源モデルが提案されている。Aoi<sup>20)</sup>や Miyake<sup>21)</sup>は、震源インバージョン解析により、南東傾斜及び北東傾斜の 2 種類の震源モデルを提案した。さらに Miyake<sup>21)</sup>は、柏崎・刈羽原子力発電所の敷地内で観測された観測結果を用いた経験的グリーン関数法および反射法地震探査の結果から、南東傾斜の震源モデルが最適と結論付けている。Nozu<sup>22)</sup>も震源インバージョン解析により南東傾斜の震源モデルを提案している。経験的グリーン関数を用いたフォワードモデリングにより求められた震源モデルとしては、川辺・釜江モデル<sup>6)</sup>、倉橋ほかのモデル<sup>23)</sup>、山本・竹中モデル<sup>24)</sup>が挙げられる。どのモデルも 3 つのアスペリティが得られており、その位置もほぼ同じところに求められている。

4.4 で述べたように本シミュレーションは、提案手法の妥当性を確認するために実施するものであり、そのためには観測記録（特に時刻歴波形）を説明できる震源モデルを選定することが重要である。そのような観点から、本節でも 3.6.2 同様、川辺・釜江モデル<sup>6)</sup>を採用することとした。このモデルは前述した 3 つのモデルのうちで最も新しいモデルであり、周辺の観測波形を比較的よく再現している。本節では、川辺・釜江モデルを参考に 3 つのサブイベントが発生するように震源を設定した。まず、ASP.1 で破壊が開始し、続いて 3.4 秒後に ASP.2 で、6.7 秒後に ASP.3 で破壊が開始し、破壊伝播はアスペリティ内を円状に広がるように設定した。各アスペリティの破壊開始点を図-4.5.1 に示す。ちなみに破壊伝播速度は、2.7km/s である。なお、本節においても背景領域の寄与は考慮していない。

評価する観測地点を図-4.5.2 に示す。震源近傍の柏崎刈羽原子力発電所内の KKZ2R2、バックワード側の NIG016（K-NET 寺泊）、佐渡島側の NIG005（K-NET 松ヶ崎）、フォワードディレクティビティ側の NIG025（K-NET 直江津）、NIG021（K-NET 十日町）である。これら観測点は、震源断層を取り囲むように分布しており、提案手法の妥当性を検証するには適した配置といえる。

図-4.5.3 に観測記録の応答スペクトルを示す。この図には、安中ほか<sup>9)</sup>の距離減衰式より算出した応答スペクトルも示した。観測記録の応答スペクトルより、バックワード領域に位置する NIG005、NIG016 は周期 0.5 秒以上で距離減衰式より求めた応答スペクトルより小さい値となっているのがわかる。一方、フォワードディレクティビティ領域に位置する NIG025 は、全体的に距離減衰式より求めた応答スペクトルより大きい値となっているのがわかる。また、安中ほか<sup>9)</sup>の距離減衰式より求めた応答スペクトルが、観測記録のほぼ平均的な地震動を示していることが改めて確認できる。



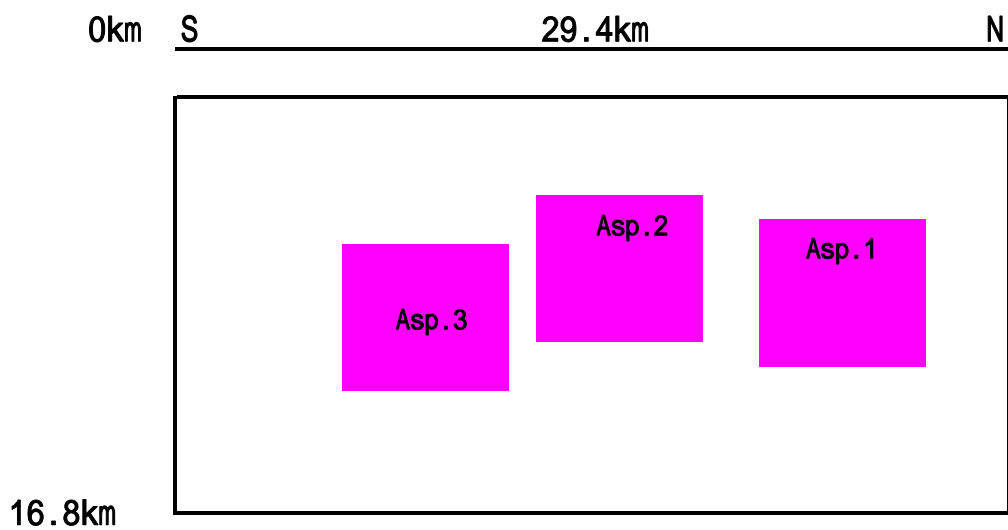


図-4.5.1 新潟県中越沖地震 断層モデル ( : 破壊開始点, 赤 : アスペリティ)

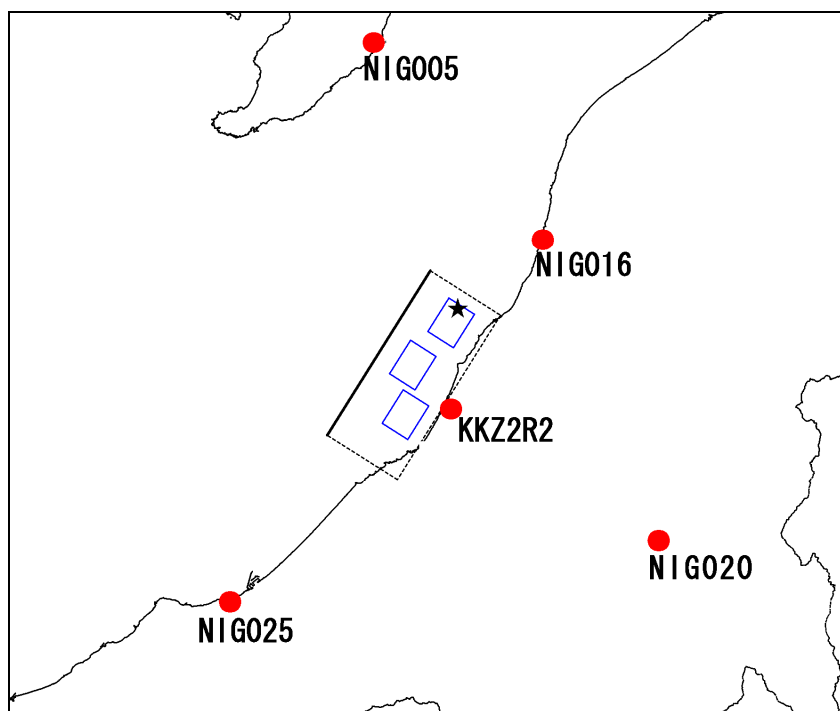
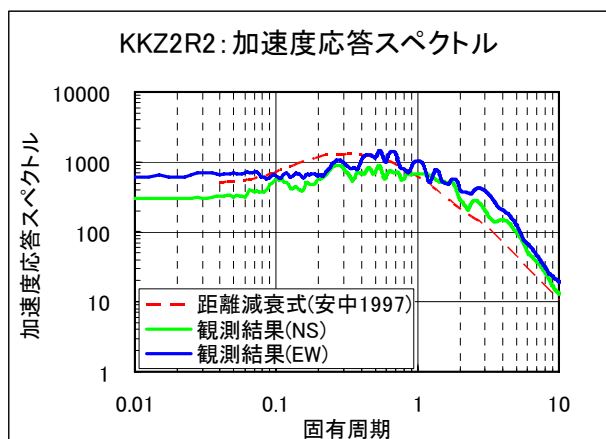
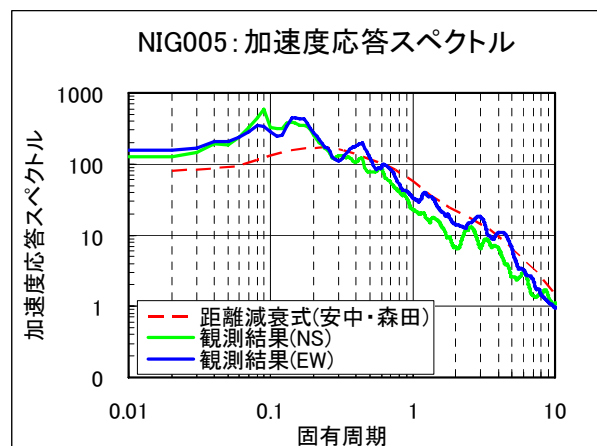


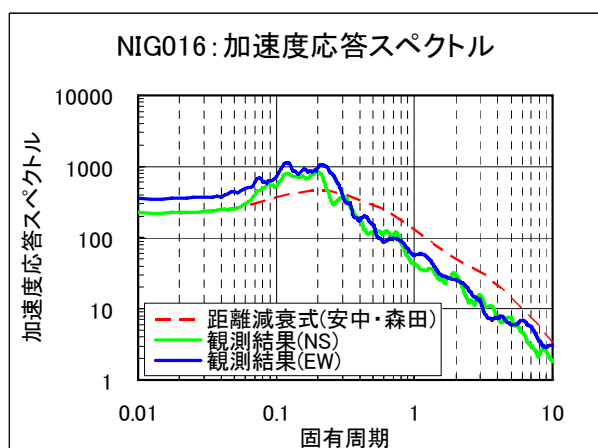
図-4.5.2 評価地点の位置



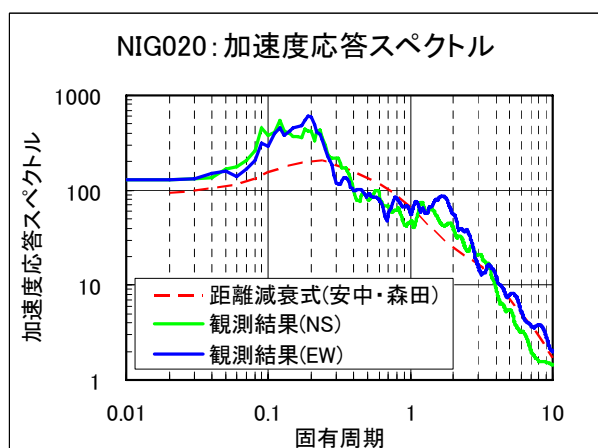
(a)KKZ2R2



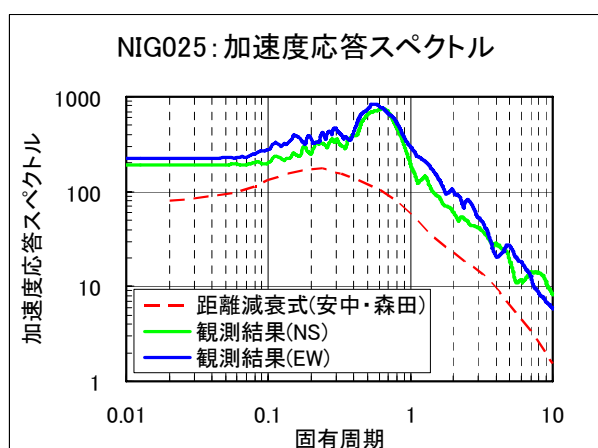
(b)NIG005



(c)NIG016



(d)NIG020



(e)NIG025

図-4.5.3 観測記録の応答スペクトル (減衰定数: 5%)

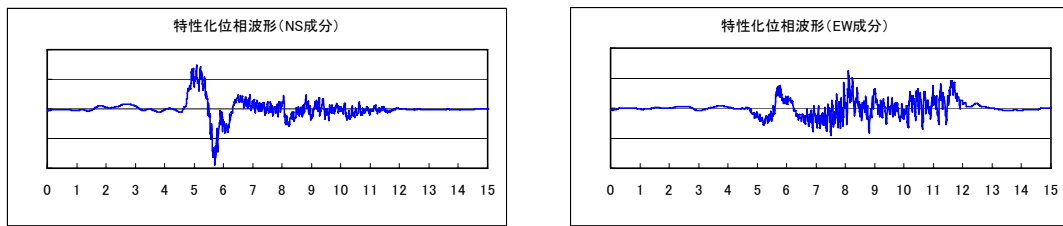
#### 4.5.1 特性化位相波形の検証

前述した兵庫県南部地震同様，まずは提案手法より求めた特性化位相波形の妥当性を検証する．そのために，観測記録の応答スペクトルを振幅特性として用い，第3章の手法より求めた特性化位相波形の位相特性と合わせて時刻歴波形を作成し，実際の観測記録と比較した．

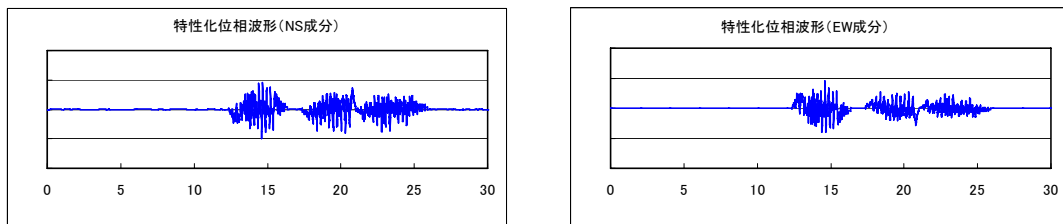
図-4.5.4 に求められた特性化位相波形を示す．震源断層の破壊伝播は，前述したようにまず ASP.1 で破壊が開始，その後 ASP.2，ASP.3 で破壊が開始し，それぞれのアスペリティ内を破壊が円状に広がるように設定した．そのため，バックワード領域に位置する NIG005，NIG016 では，それぞれのアスペリティより発生した波群が個々に表れているのがわかる．これは，図-4.5.5 および図-4.5.6 に示す観測記録の傾向と一致する．一方，フォワードディレクティビティ領域に位置する NIG025 では，3 つのアスペリティから発生した波形が重ね合わさり，一つの波群となっているのがわかる．これも図-4.5.9 に示す観測記録の傾向と一致する．また，図-4.5.8 に示す NIG020 の観測記録には，大きく2つの波群が確認されているが，その傾向は特性化位相波形にも見られる．

次に特性化位相波形の位相特性と観測記録の振幅特性より求めた時刻歴波形を図-4.5.5～図-4.5.9 に示す．図-4.5.5 の KKZ2R2 では，震源近傍に位置するということもあり，観測記録を概ねよく再現しているといえる．ただし，速度波形に見られる10秒付近のパルス波が観測記録より小さく評価されている．図-4.5.6 の NIG005 では，波形の後半部分が観測記録より若干大きく評価されているのが確認できる．図-4.5.7 の NIG016 についても，NIG005 と同様である．第3アスペリティの影響が若干過大評価されている可能性が示唆される．図-4.5.8 の NIG020，図-4.5.9 の NIG025 では，特性化位相波形と観測波形は概ね一致していることがわかる．

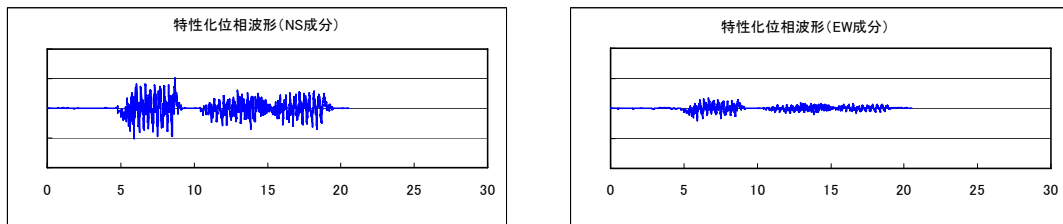
以上の結果により，兵庫県南部地震同様に新潟県中越沖地震でも，提案手法で作成した特性化位相波形が，地震動の位相特性を評価する方法として有効であることが確認できた．



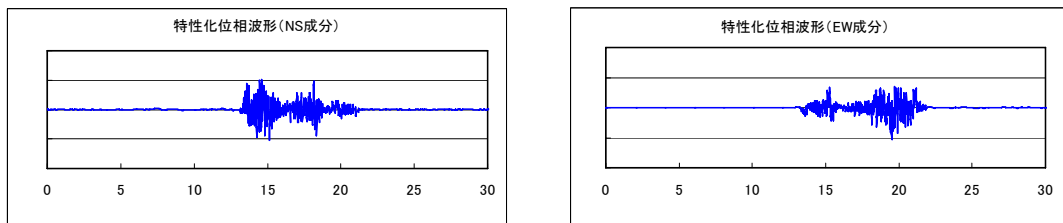
(a)KKZ2R2



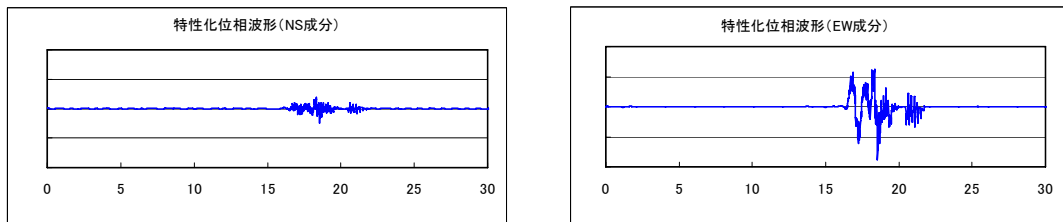
(b)NIG005



(c)NIG016



(d)NIG020



(e)NIG025

図-4.5.4 提案手法より求めた特性化位相波形

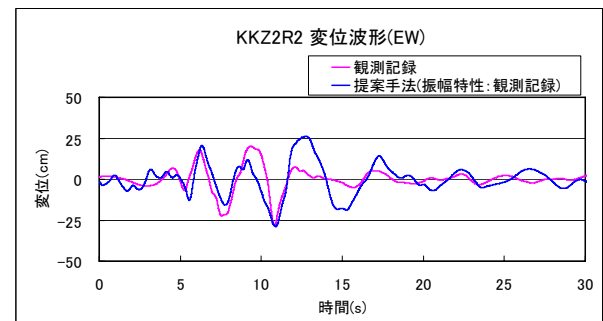
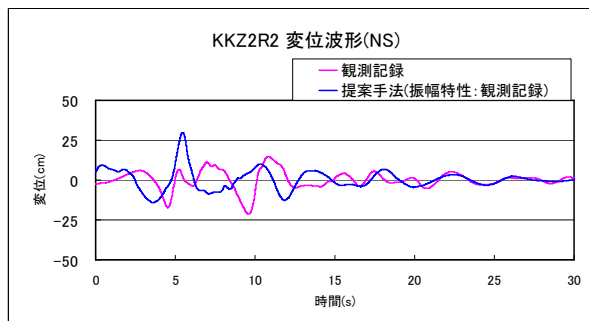
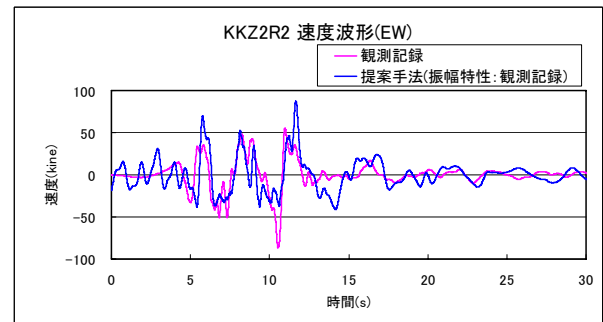
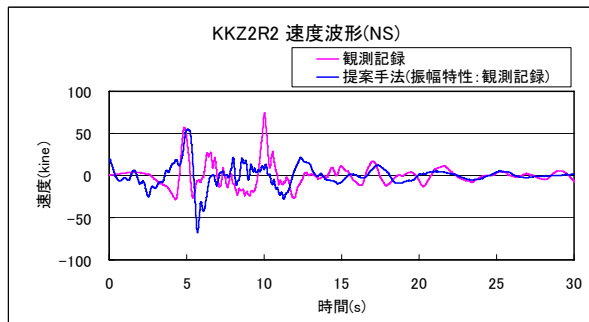
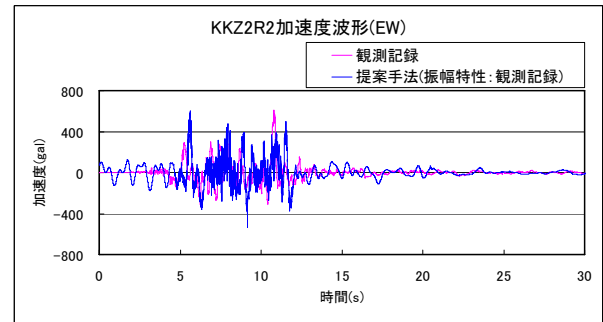
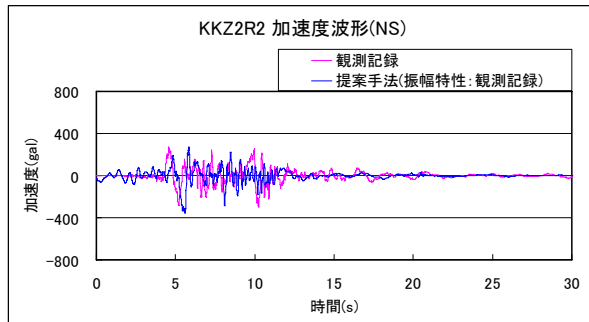


図-4.5.5 特性化位相波形の検証 (KKZ2R2)  
(振幅特性は観測記録を使用)

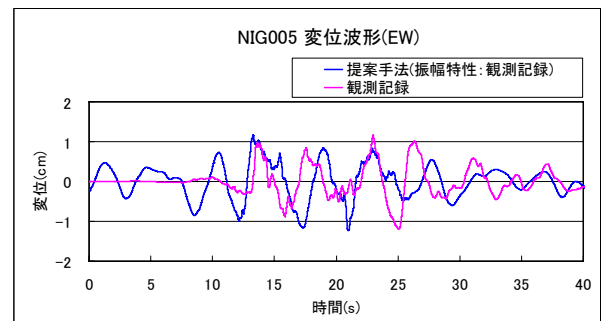
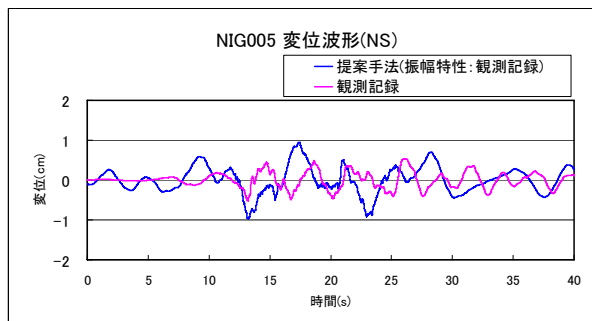
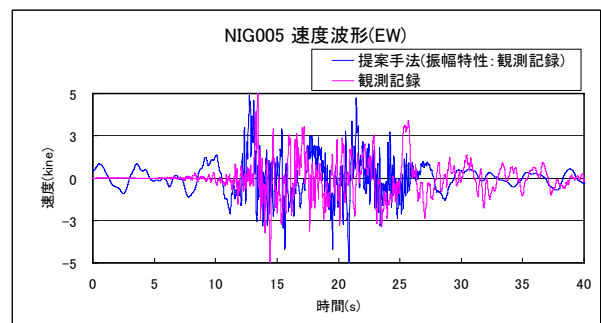
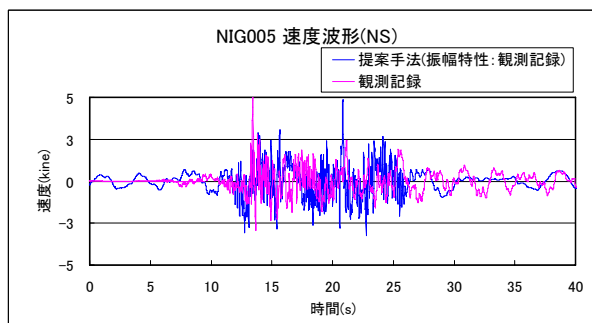
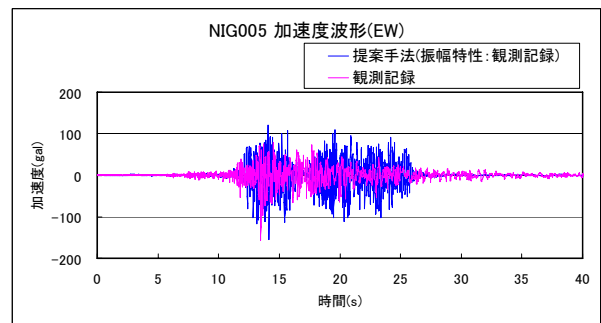
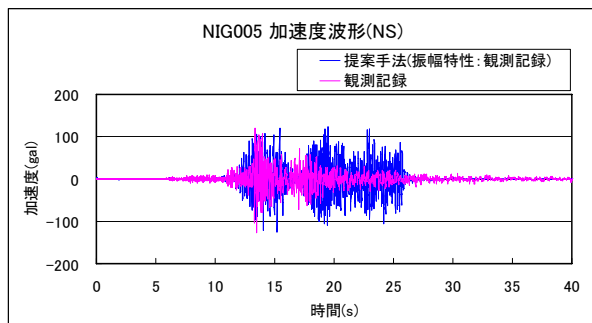


図-4.5.6 特性化位相波形の検証 (NIG005)  
(振幅特性は観測記録を使用)

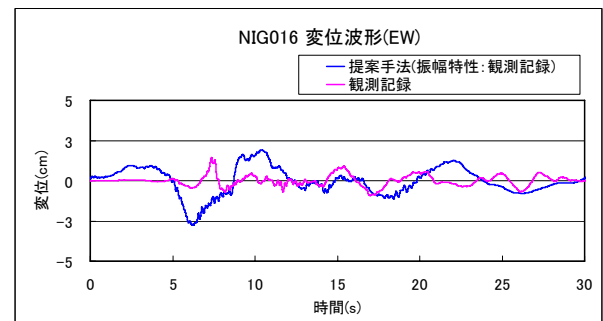
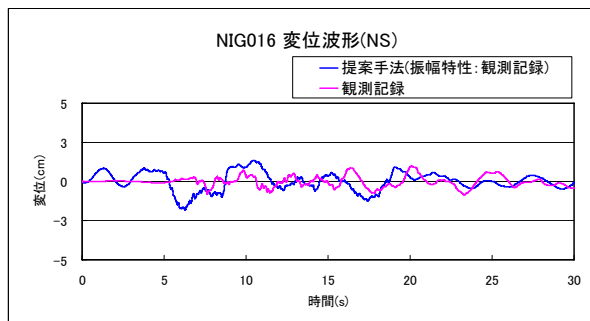
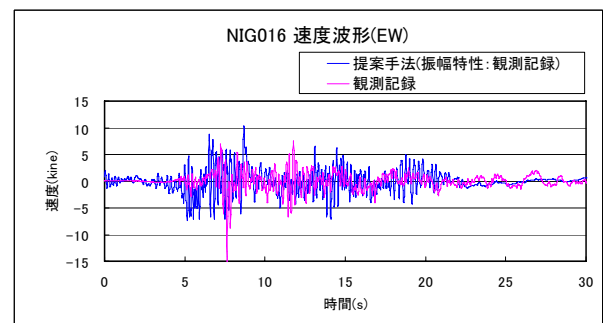
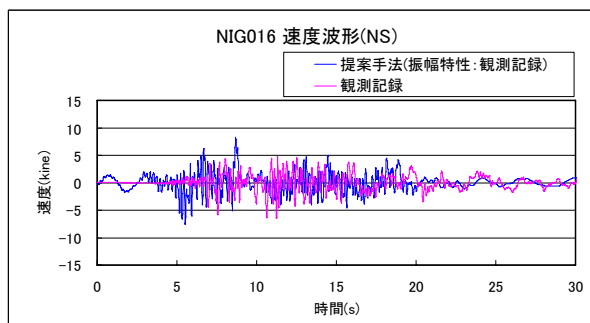
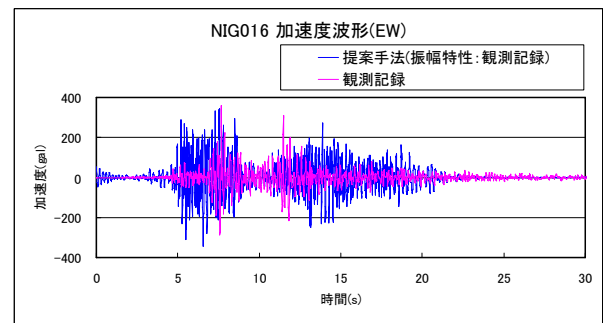
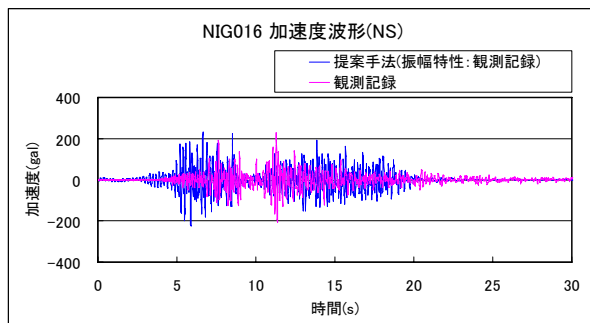


図-4.5.7 特性化位相波形の検証 (NIG016)  
(振幅特性は観測記録を使用)

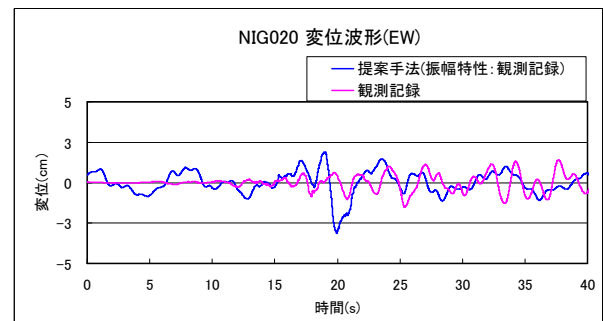
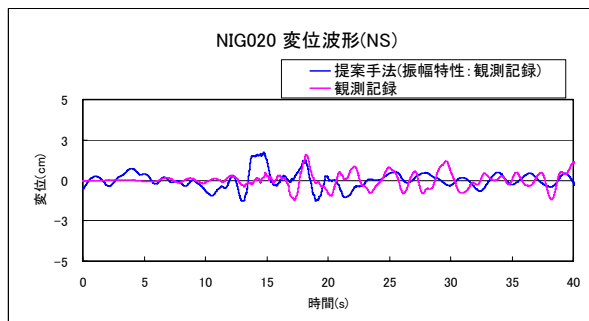
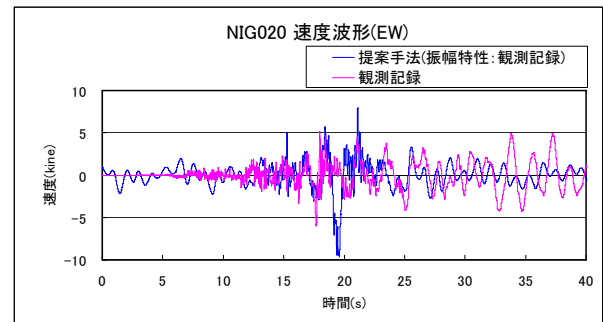
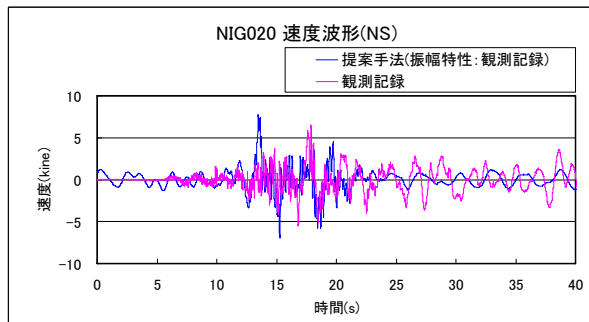
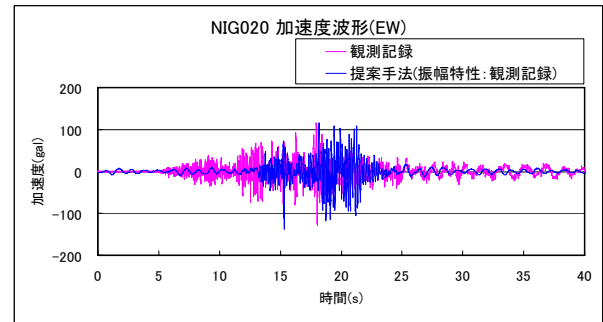
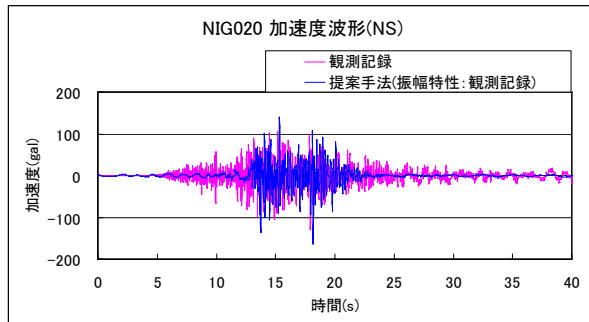


図-4.5.8 特性化位相波形の検証 ( NIG020 )  
( 振幅特性は観測記録を使用 )



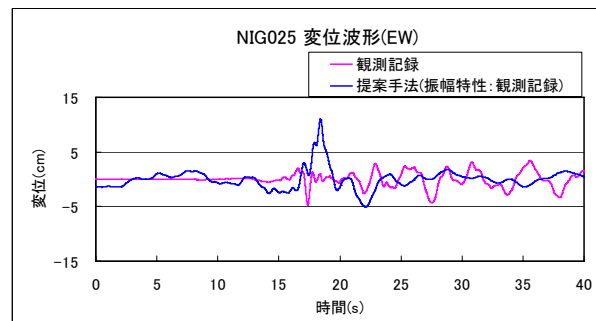
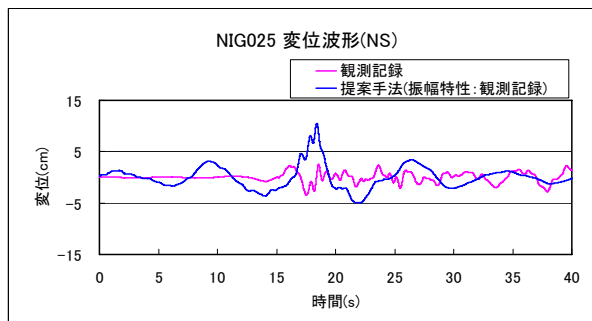
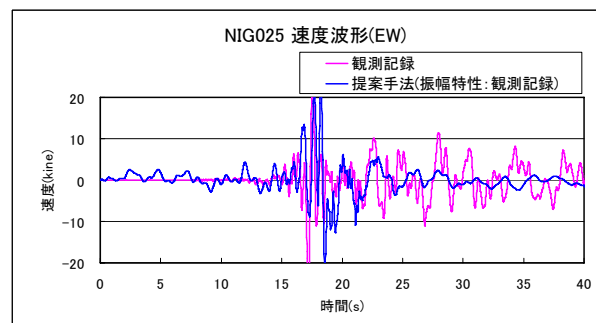
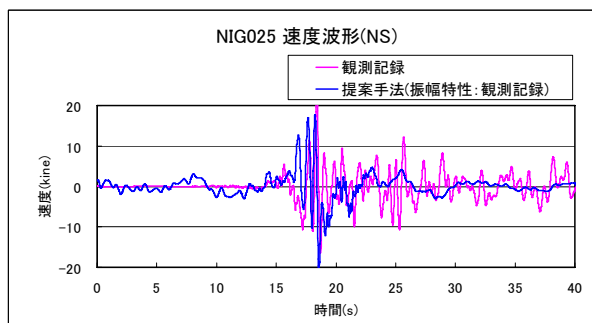
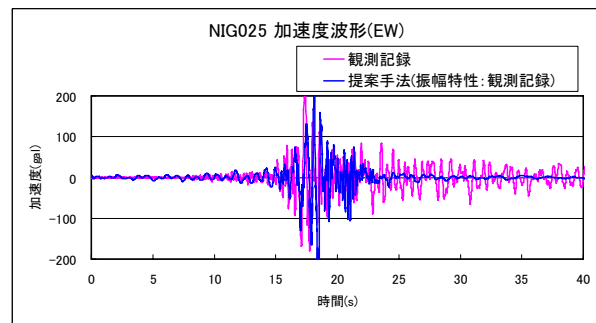
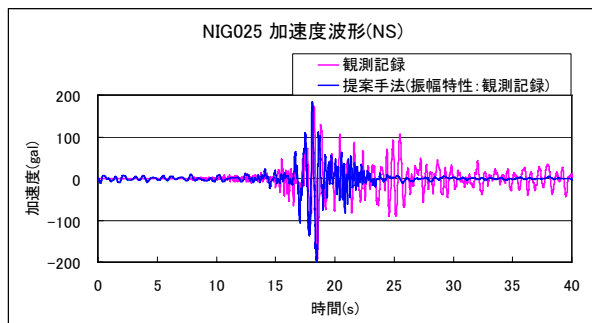


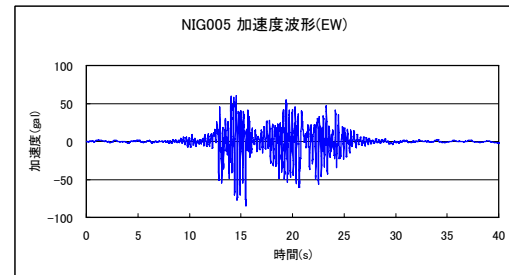
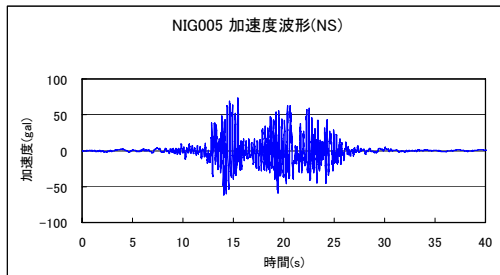
図-4.5.9 特性化位相波形の検証 (NIG025)  
(振幅特性は観測記録を使用)

#### 4.5.2 地盤応答解析の実施

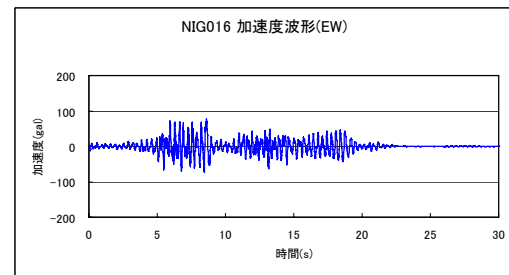
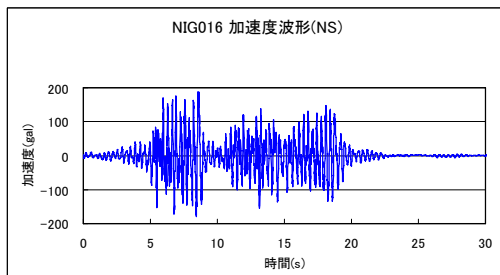
時刻歴波形の振幅特性は、第3章の手法より求めた応答スペクトルを用いる。本節で評価対象とする観測記録は、KKZ2R2 以外は全て地表面で観測した記録である。また、観測記録として使用した K-NET データは全地点において速度構造が公開されているため、表層地盤の影響を考慮することが可能である。表層地盤の影響を考慮するためには、地盤応答解析の入射波形として、工学的基盤上の加速度波形を作成する必要がある。そこで距離減衰式として、工学的基盤上の応答スペクトルを求める安中ほか<sup>17)</sup>による距離減衰式を使用した。ちなみにこの距離減衰式は、 $V_s = 300 \sim 600 \text{m/s}$  の地盤上の応答スペクトルを求める式である。図-4.5.10 に提案手法より求めた工学的基盤の加速度波形を示す。図-4.5.4 の特性化位相波形と概ね同じ形状を示している。

図-4.5.11 に K-NET 観測点の地盤データを示す。前述したように川瀬・松尾<sup>11)</sup>によると K-NET, KiK-net の良好な地盤と評価された地点では、深さ 10m までの平均 S 波速度を求めると、200 ~ 400m/sec の地点が一番多いとされている。本節で評価対象とした NIG005 の深さ 10m までの平均 S 波速度(以下 AVS10 と記す)は 250m/sec、NIG016 の AVS10 は 260m/sec、NIG020 では 290m/sec、NIG025 では 110m/sec である。よって、NIG025 以外は良好な地盤と考えることができる。一方、NIG025 では深度 20m 付近まで軟弱な地層が続くため、地盤の非線形の影響が懸念される。

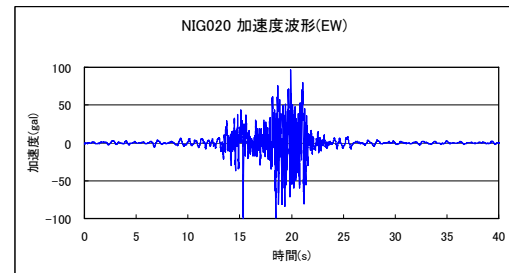
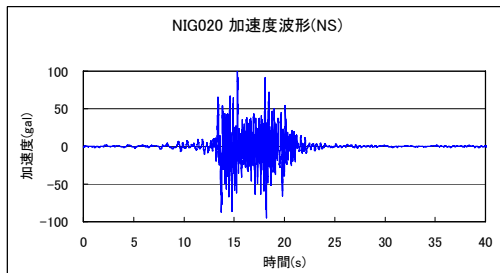
本節では、等価線形化手法による地盤応答解析プログラムとして、Dyneq<sup>25)</sup>を使用した。表層の地盤モデルは、図-4.5.11 に示す K-NET の地盤データを基本としたが、地盤の動的変形特性は不明なため、図-4.5.12 に示す建築基準法告示の砂・粘土の動的変形特性データを使用した。



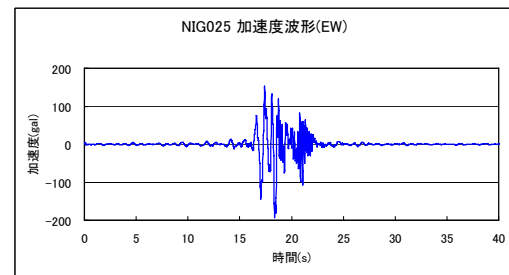
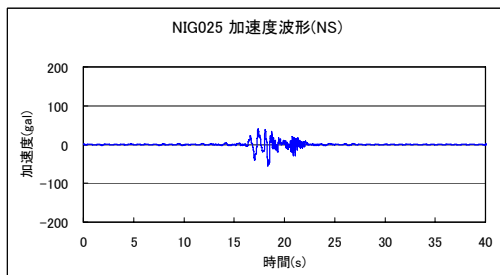
(a)NIG005



(b)NIG016



(c)NIG020



(d)NIG025

図-4.5.10 提案手法より求めた加速度波形（工学的基盤）

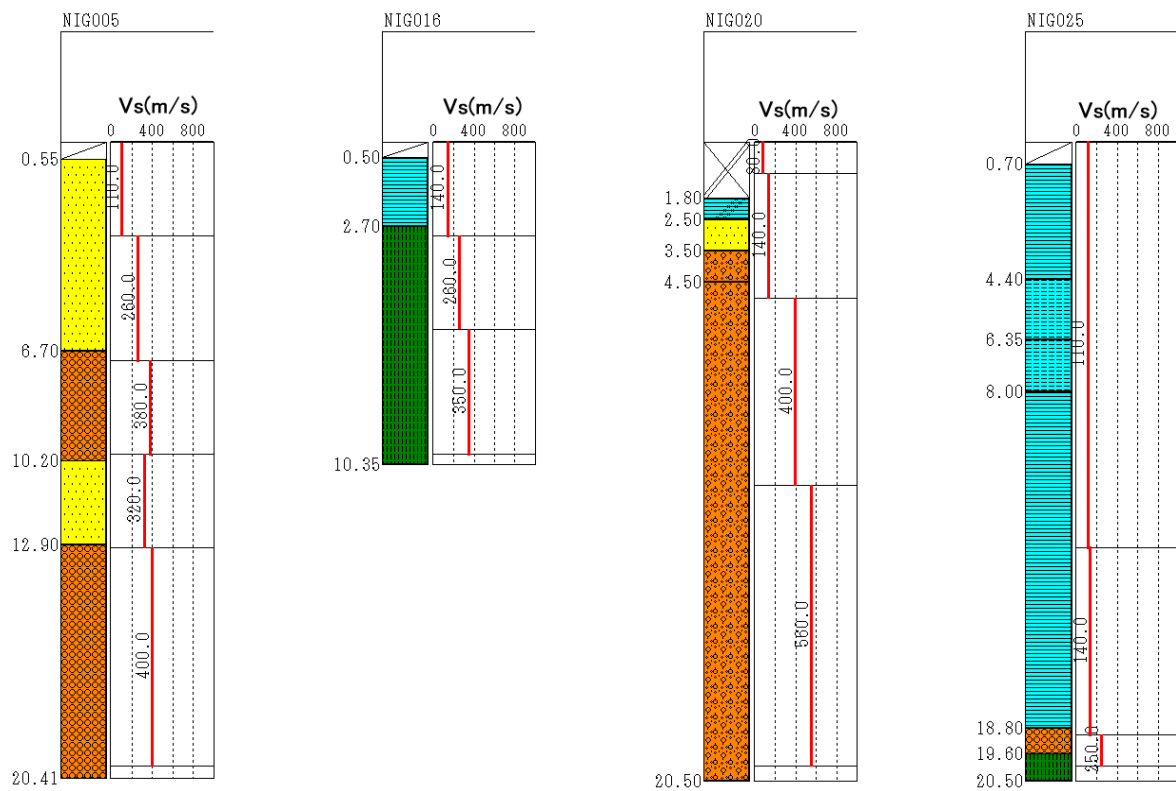


図-4.5.11 地盤データ (K-NET)

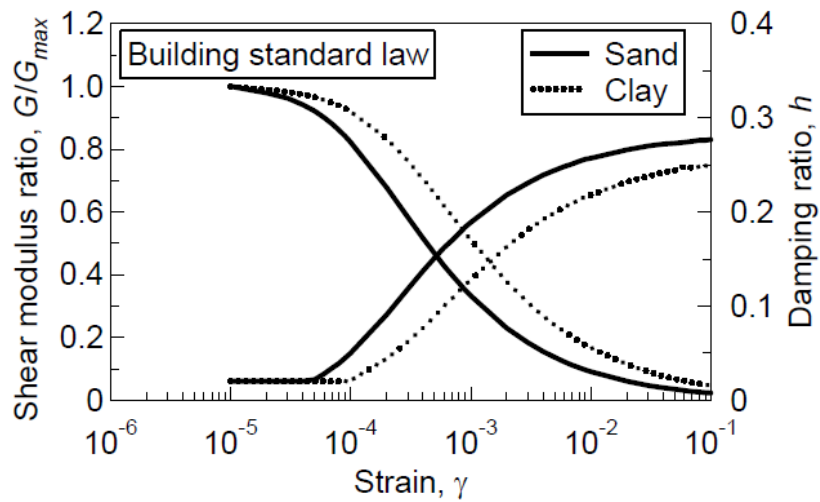


図-4.5.12 動的変形特性 (建築基準法告示 1457 号)

#### 4.5.3 時刻歴波形の検証

以下、等価線形化地盤応答解析により計算された時刻歴波形について考察する。ただし、KKZ2R2 については、地下-32.5m に設置した観測記録であるため、地盤応答解析は実施していない。

図-4.5.13 の KKZ2R2 については、位相特性、振幅特性ともに概ねよく観測記録を再現できている。しかし、図 4.5.5 に示した特性化位相波形と同様に、観測記録の速度波形に見られる 10 秒付近のパルス波が再現できていない。図 4.5.14 の NIG005 では、加速度波形、速度波形、変位波形とも、観測記録の時刻歴波形と概ね一致しているといえる。図 4.5.15 の NIG016 では、提案手法による波形に 3 つのアスペリティの影響が現れているのが確認できる。ただし、観測記録には 10 秒付近にパルス波が確認できるが、解析結果にはそれより 3 秒程度遅れている。これは、川辺・釜江<sup>6)</sup>の経験的グリーン関数法による結果でも概ね同じ傾向を示しており、提案手法が震源モデル通りに再現した結果といえる。図 4.5.16 の NIG020 については、観測記録に 2 つの波群が現れているのが確認できるが、提案手法による結果でも再現されている。図 4.5.17 の NIG025 については、観測記録に 1 つの大きな波群が現れているが、これは 3 つのアスペリティが重なったためと考えられる。また、ディレクティビティの影響で比較的周期の長い波が卓越している。これらの現象は提案手法による結果でも再現されている。

ここで、提案手法より求めた速度波形、変位波形では、アスペリティからの地震動が到達する前にも振動しているのが確認できる。これは、振幅特性を応答スペクトルで与えたためにフーリエスペクトル上で振幅と位相が完全に対応していないことが原因で、因果律が満たされていないためと考えられる。因果律を満たす時間関数はフーリエ振幅とその位相が Hilbert 変換の関係にあり独立ではないことが知られている<sup>26)</sup>。ただし、本研究では、表層地盤の影響を考慮することを目的に時刻歴波形を求めているため、提案手法より求めた時刻歴波形に見られる、因果律の問題などの波形の乱れは特に問題としていない。

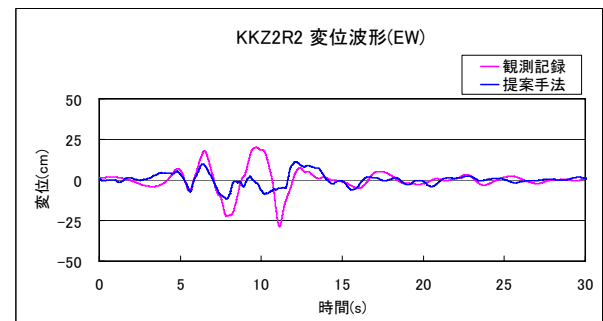
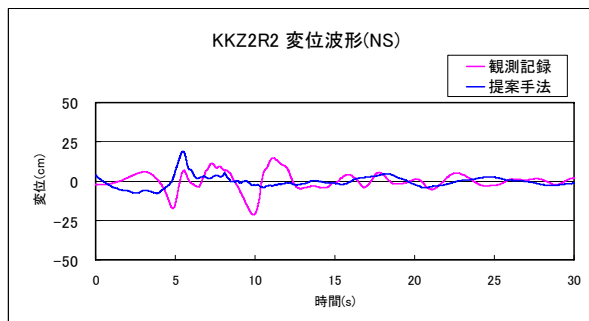
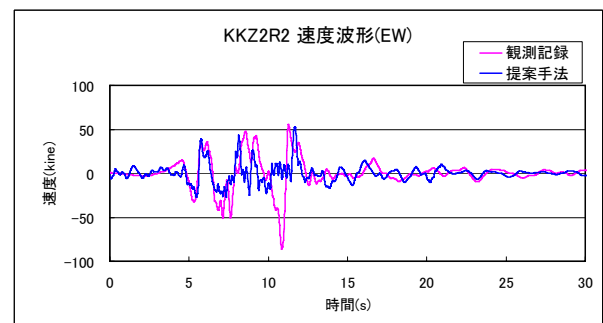
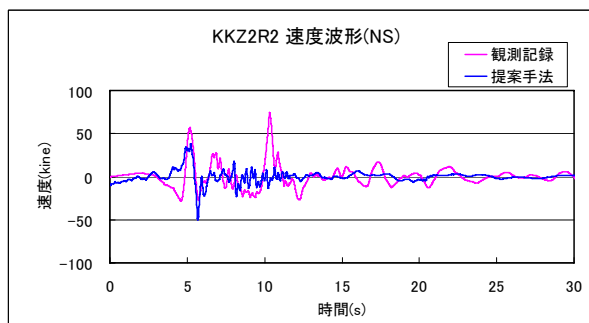
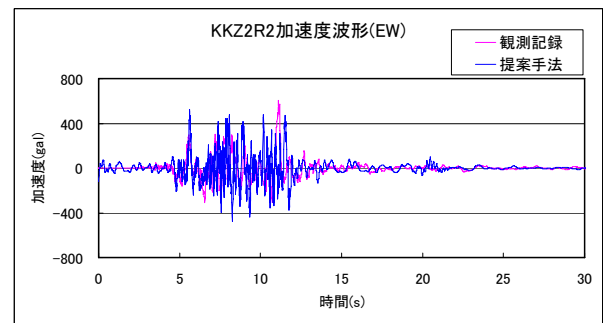
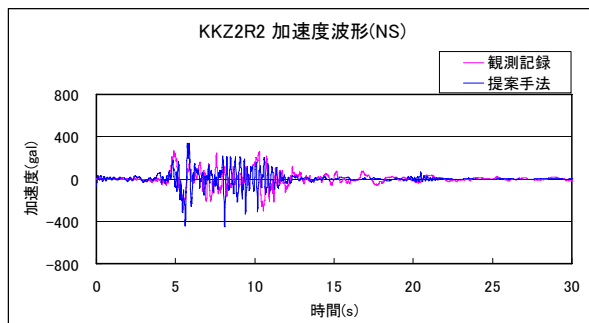


図-4.5.13 提案手法と観測記録の時刻歴波形の比較 (KKZ2R2)  
 (工学的基盤上の観測記録で比較しているため等価線形解析は実施していない)

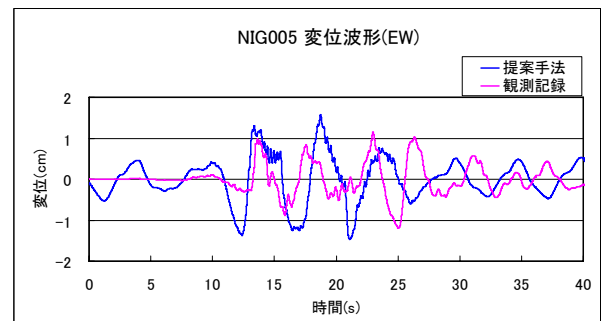
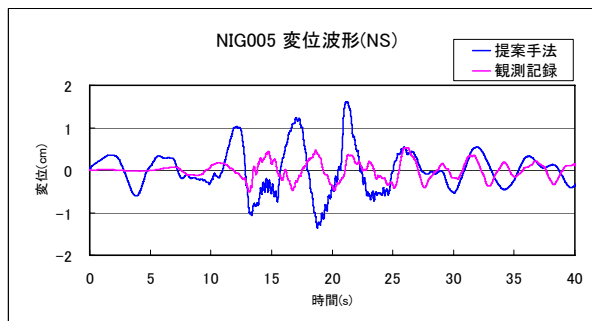
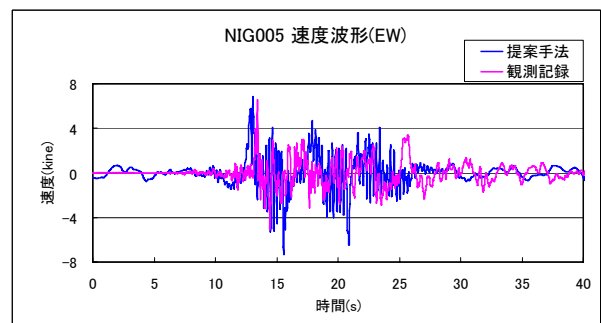
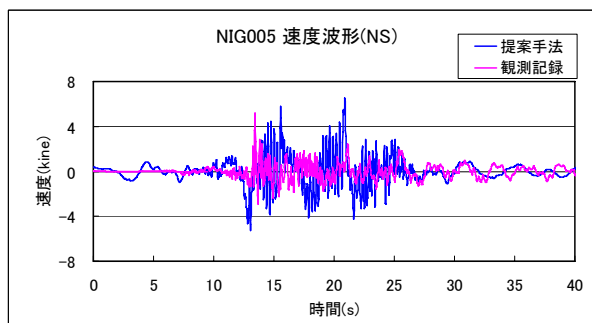
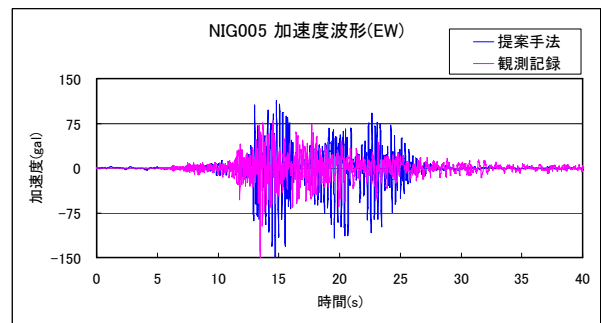
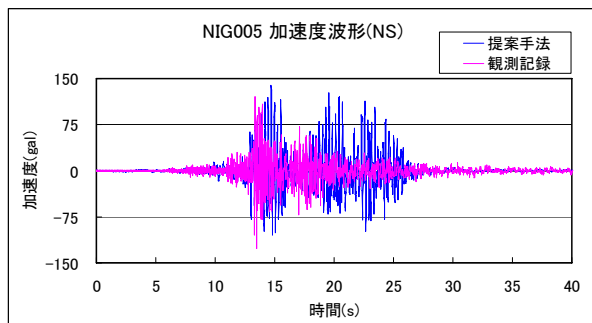


図-4.5.14 提案手法と観測記録の時刻歴波形の比較 (NIG005)  
(等価線形解析実施)

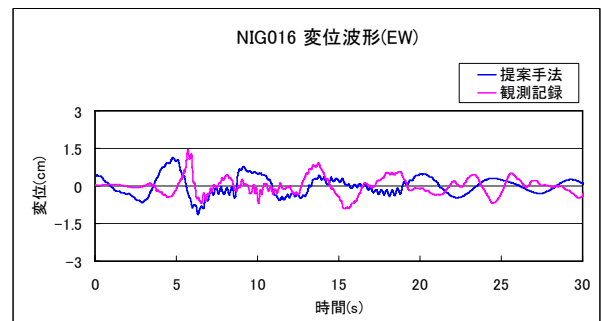
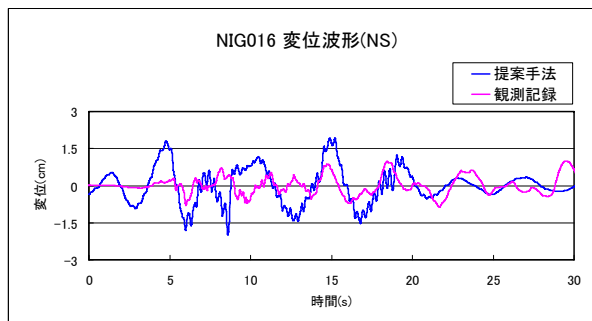
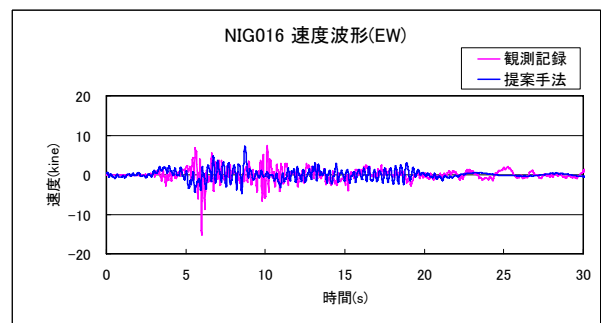
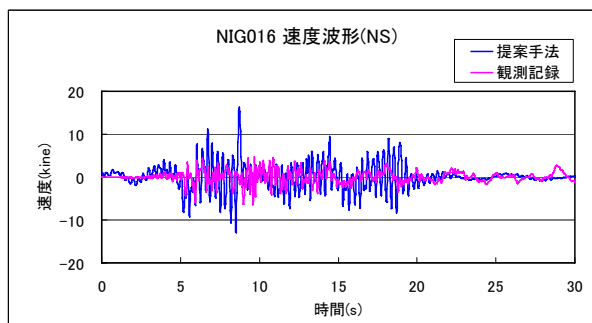
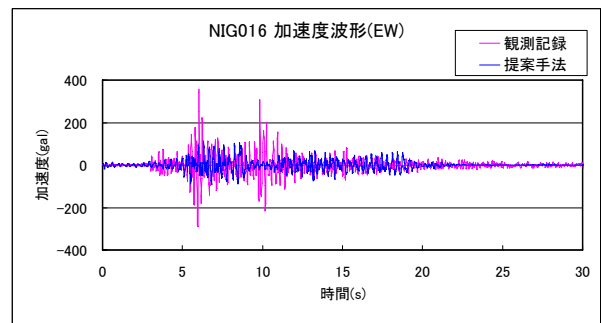
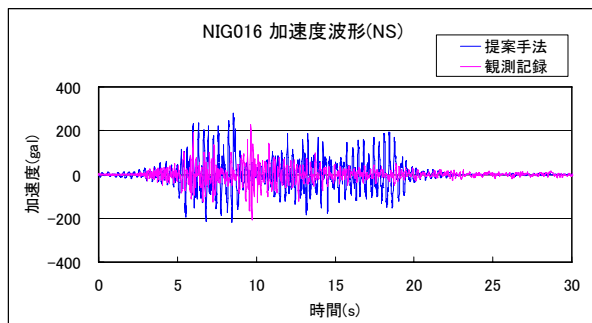


図-4.5.15 提案手法と観測記録の時刻歴波形の比較（NIG016）  
（等価線形解析実施）



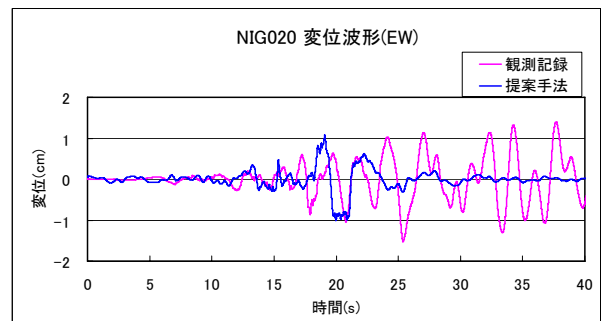
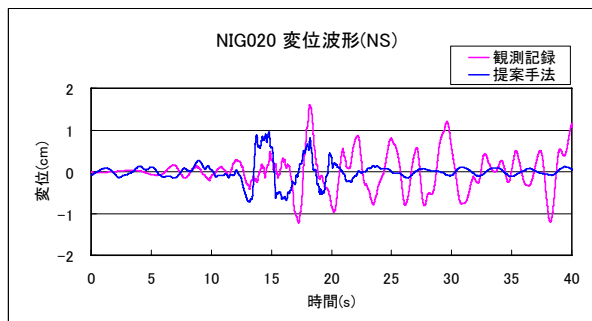
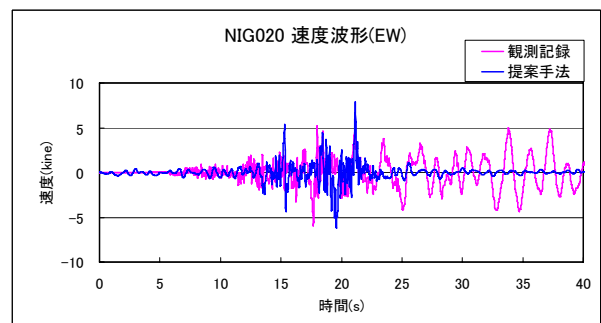
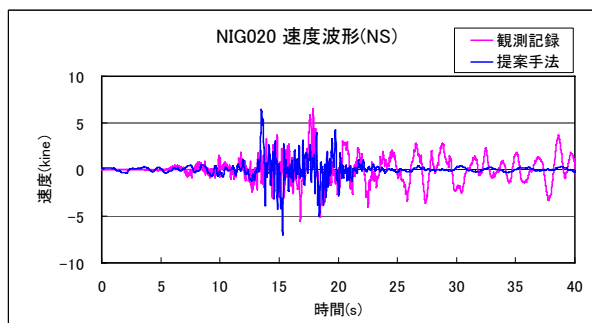
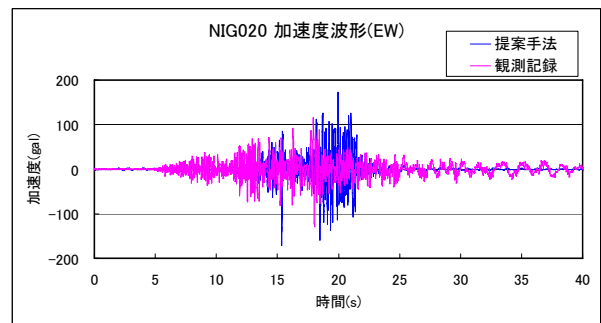
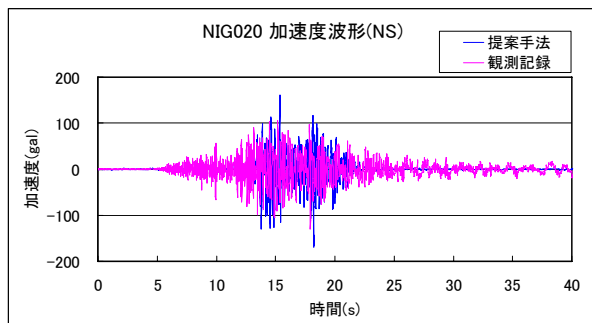


図-4.5.16 提案手法と観測記録の時刻歴波形の比較（NIG020）  
（等価線形解析実施）

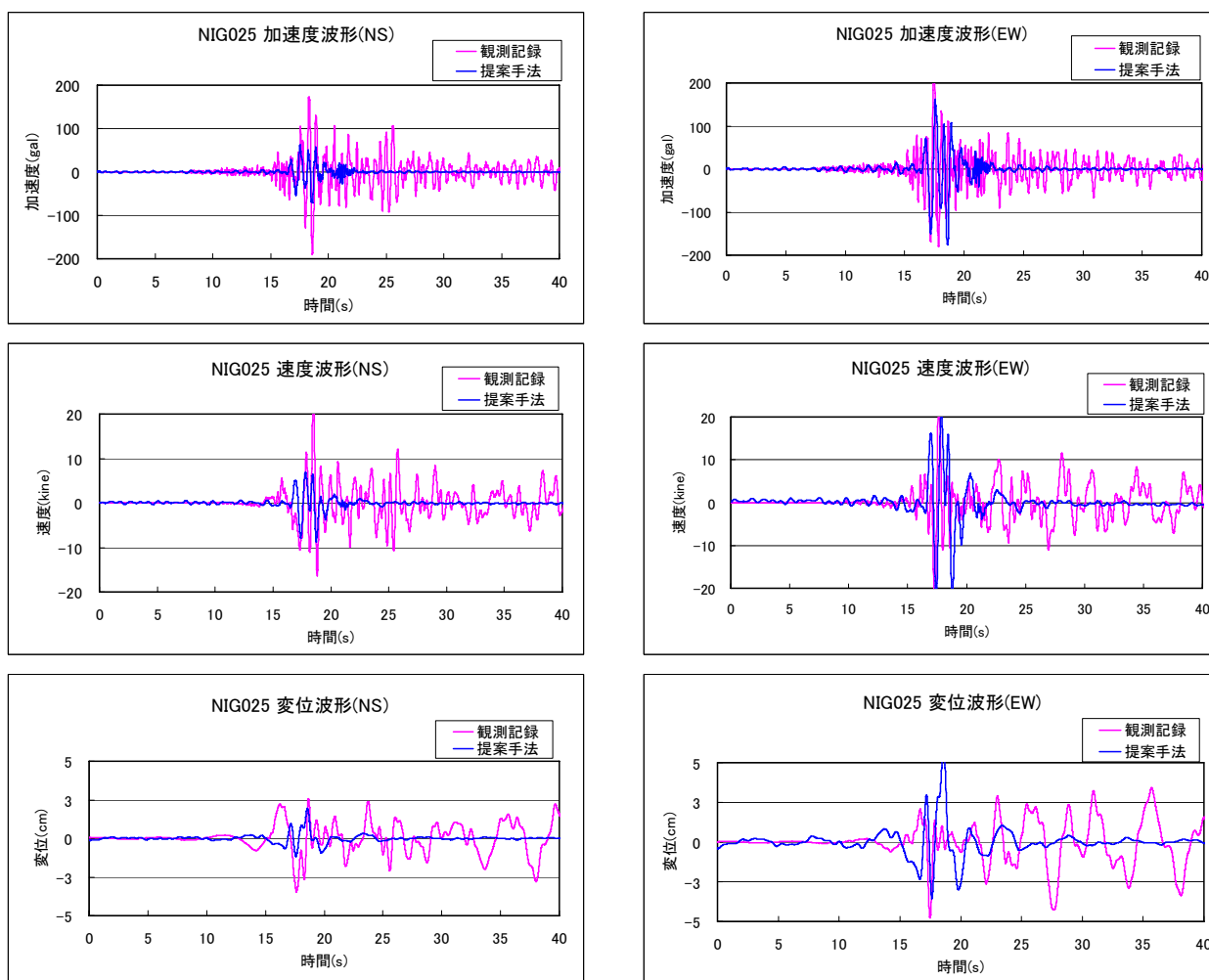


図-4.5.17 提案手法と観測記録の時刻歴波形の比較 (NIG025)  
(等価線形解析実施)

#### 4.5.4 応答スペクトルの検証

図-4.5.18 に提案手法より求めた応答スペクトルと観測記録による応答スペクトル（減衰定数 5%）の比較図を示す。KKZ2R2 は地下-32m 地点での観測記録であるため、工学的基盤上の応答スペクトルで比較した。その他の地点は、地表面上の観測記録であるため、表層地盤の影響を考慮した応答スペクトルで比較した。

KKZ2R2 は、工学的基盤上の応答スペクトルであるが、観測記録の応答スペクトルと概ね一致しているといえる。NIG005 については、提案手法より求めた応答スペクトルは等価線形解析を実施することで短周期領域が増幅し、観測記録の応答スペクトルとかなりよく整合していることがわかる。NIG016 については、提案手法より求めた応答スペクトルに表層地盤の影響があまり見られない。これは、K-NET で公開されている NIG016 の地盤データが深度 10m までしかないため、表層地盤特性を精度よく再現できなかったことが原因と考えられる。NIG020 については、NIG005 と同様、等価線形解析を実施することで短周期領域が増幅し、観測記録の応答スペクトルとよく整合していることがわかる。ただし、NIG020 の観測記録では周期 2 秒付近で若干大きな値が観測されている。NIG020 は、ディレクティビティの影響を受けにくい場所であるため、深部地盤の影響によるものと考えられる。NIG025 の提案手法による予測結果は、地盤の非線形性が影響し、短周期領域で減衰していることがわかる。

以上の結果より、提案手法より求めた工学的基盤上の時刻歴波形から等価線形解析によって浅層地盤の影響を考慮することで、第 3 章で示した提案手法では評価できなかった短周期領域において、再現精度がかなり改善されることが確認できた。

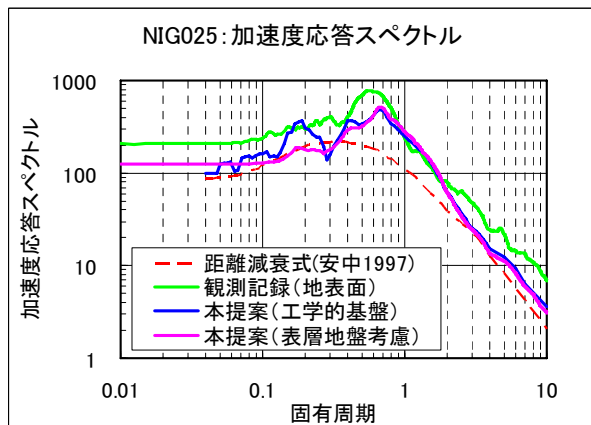
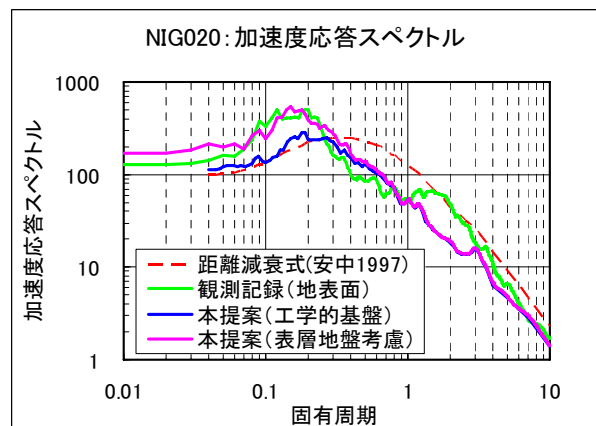
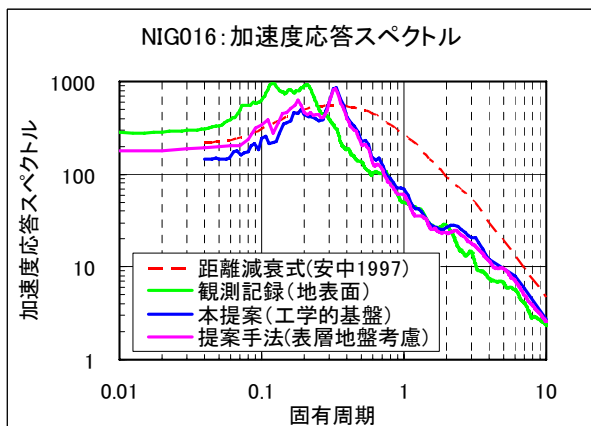
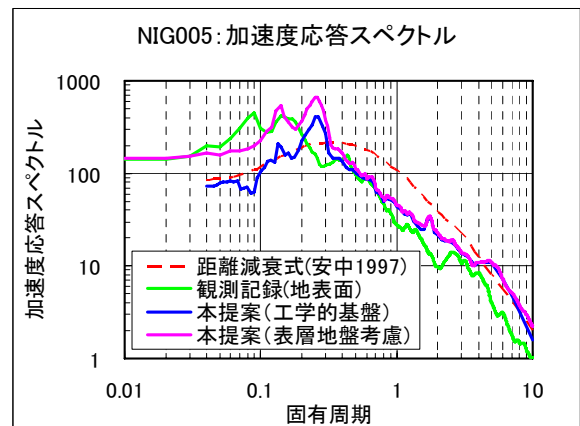
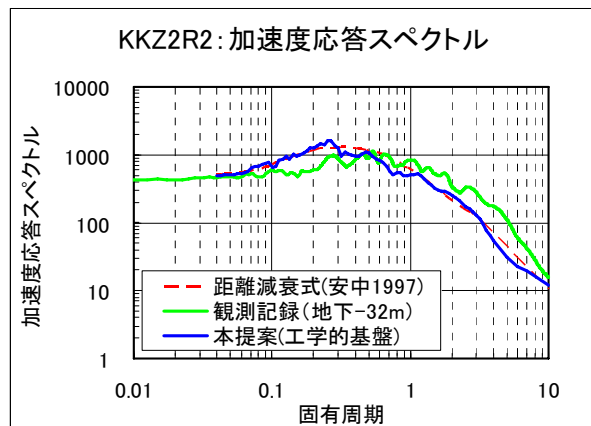


図-4.5.18 提案手法と観測結果の応答スペクトル (減衰定数 5%)

#### 4.5.5 震源モデルの影響

前述したように図-4.5.13のKKZ2R2では、観測記録の速度波形に見られる10秒付近のパルス波が再現できていない。そこで、震源モデルによる影響を検討するために東京電力が作成した震源モデル<sup>27)</sup>(以下、東京電力モデルと呼ぶ)でも解析を試みた。東京電力モデルは柏崎刈羽発電所敷地内の観測記録を説明するために、第3アスペリティの破壊開始点をアスペリティの内部に設定している。図-4.5.19に東京電力モデルを示す。

東京電力モデルで予測すると、川辺・釜江モデル<sup>6)</sup>では再現できなかった速度波形の時刻10秒付近のパルス波は再現できる。これは、提案手法が時刻歴波形においても震源モデルの違いを適切に反映できることを示している。しかし、東京電力モデルは、その他の断層周辺の観測記録、特にバックワード領域の観測記録をうまく再現できないことがわかった。

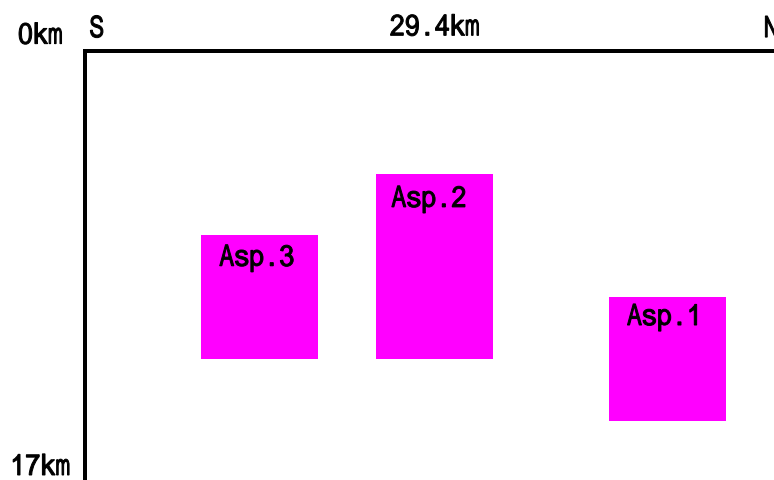
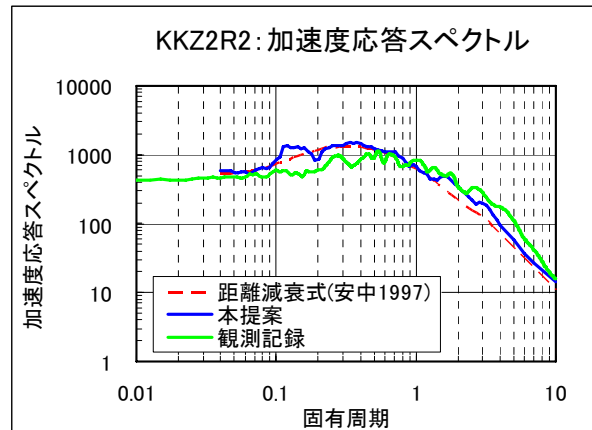
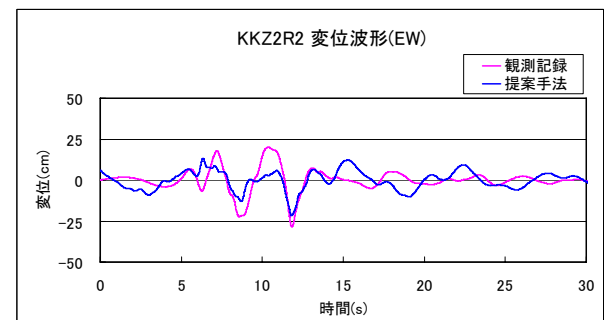
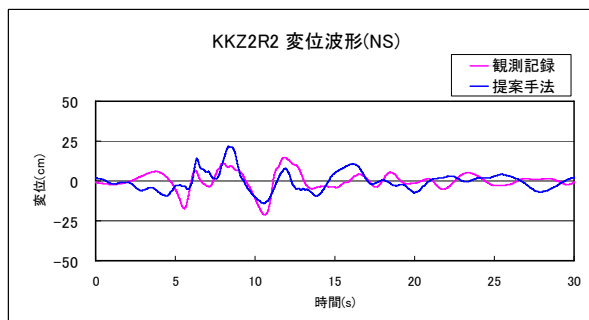
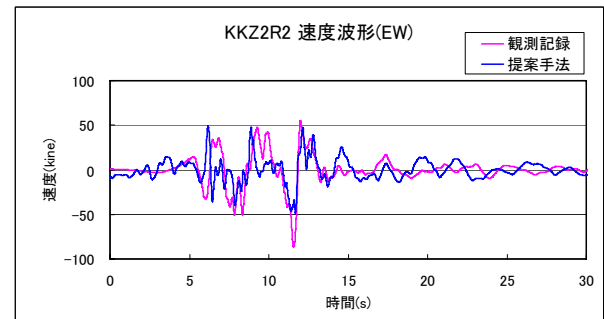
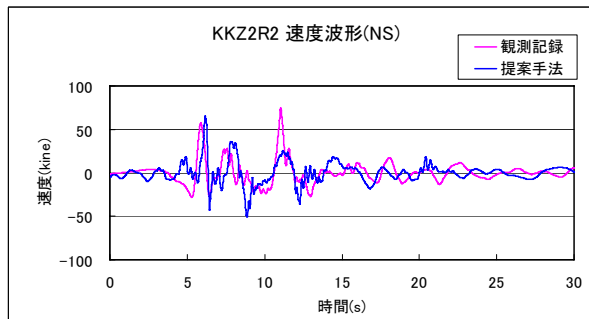
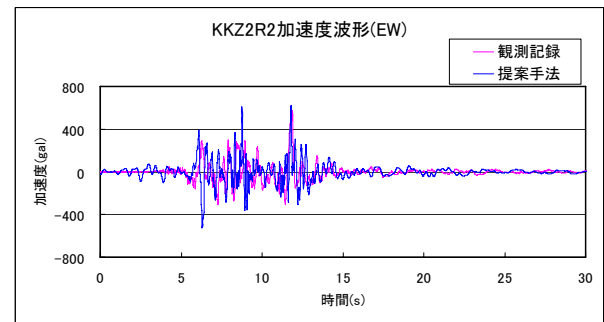
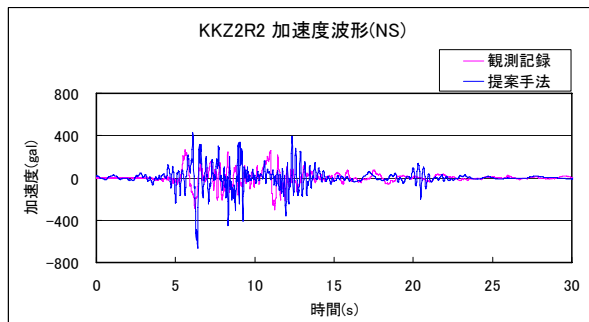


図-4.5.19 断層モデル（東京電力）



(a) 加速度応答スペクトル (減衰定数 5%)



(b) 時刻歴波形

図-4.5.20 東京電力モデルによる提案手法と観測記録の比較 (KKZ2R2)

#### 4.6 結論

本章では、第3章で提案した予測手法より求めた応答スペクトルに対して、表層地盤の影響を反映させることを目的とした。予測された工学的基盤上の応答スペクトルと特性化グリーン関数の重ね合わせから得られる位相特性を用いて、工学的基盤上の時刻歴波形を作成し、表層地盤の影響を考慮するために地盤応答解析を行う手法を提案した。以下に得られた知見を示す。

- (1) 特性化グリーン関数の重ね合わせによって得られた時刻歴波形は、比較的単純なモデル化にもかかわらず、特に断層近傍で震源特性が支配的になる場合において、地震動の位相特性をよく表現できることが確認できた。
- (2) 提案手法より求めた時刻歴波形は、フォワードディレクティビティ領域において、兵庫県南部地震で観測された周期1秒程度のパルス状の波と同様のディレクティビティ・パルス波を表現できることが確認できた。
- (3) 提案手法より求めた時刻歴波形の最大速度値と従来の距離減衰式による予測値との比較を行った結果、フォワードディレクティビティ領域に位置する地点は距離減衰式の予測値に標準偏差を加えた値より若干大きかったものの、バックワード領域の地点は距離減衰式の予測値から標準偏差を引いたものとほぼ同じ値を、断層と直交方向に位置する地点は距離減衰式の予測値とほぼ同等の値となることが確認できた。この結果は、提案手法の妥当性を表していると考えられる。
- (4) 震源近傍で観測された地震動記録を表現できるように求められた釜江・入倉による断層モデルに基づいて、提案手法を1995年兵庫県南部地震に適用した。地震動の位相特性については、観測記録とほぼ一致する結果が得られた。一方、地震動の振幅特性については、長周期成分において観測記録との差異が見られた。これは、深部地盤構造の盆地効果の影響と考えられる。提案手法の予測精度を上げるためには、深部地盤構造による影響を評価する方法を開発する必要がある。
- (5) 川辺・釜江による震源モデルに基づいて、提案手法を2007年新潟県中越沖地震に適用した。地震動の位相特性は、兵庫県南部地震同様、観測記録とほぼ一致する結果を得ることができた。また、表層地盤特性を考慮することで、第3章の手法より求めた予測結果に比べて短周期領域の再現性が改善された。

#### 参考文献（第4章）

- 1) 和泉正哲・勝倉裕：地震動の位相情報に関する基礎的研究，日本建築学会構造系論文集，第327号，20-26，1983
- 2) 木村正彦：模擬地震動作成における波形制御について，日本建築学会構造系論文集，第367号，30-37，1986

- 3)澤田純男・盛川仁・土岐憲三・小野祐輔：断層震源モデルにおける位相スペクトル特性，第 24 回地震工学研究発表会講演論文集，29-32，1997
- 4)佐藤忠信，室野剛隆，西村昭彦：震源・伝播・地点特性を考慮した地震動の位相スペクトルのモデル化，土木学会論文集，No.640/I-46，201-213，1999.
- 5)釜江克宏・入倉孝次郎：1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，第 500 号，29-36，1997
- 6)川辺秀憲・釜江克宏：2007 年新潟県中越沖地震（Mj6.8）の震源のモデル化および 3 次元地震動シミュレーション，第 13 回日本地震工学シンポジウム，1899-1906，2010
- 7)Sumio SAWADA, Takao KAGAWA, Yoshinori IWASAKI: THE EFFECTS OF NEAR-FIELD MOTION BY SOURCE MECHANISM AND ITS APPLICATION TO SEISMIC ZONATION IN EPICENTRAL AREA, 4th International Conference on Seismic Zonation, 319-326, 1991
- 8)香川敬生：ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張，日本地震工学会論文集，第 4 巻，第 2 号，2004
- 9)安中正，森田大，相京泰仁，原田光男：地震タイプを考慮した加速度応答スペクトル推定式，JSCE Earthquake Engineering Symposium, Proc.28th, 2005.
- 10)司宏俊・翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文報告集，第 523 号，63-70，1999
- 11)川瀬博・松尾秀典：K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性と S 波速度構造との対応，日本地震工学会論文集，第 4 巻，第 4 号，126-145，2004
- 12)Ide,S. and M.Takeo: Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spatio-temporal slip distribution by bayesian modeling, BSSA, 86, 547-566, 1996
- 13)Sekiguchi,H et al. : Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records; J.Physics Earth, 44, No.5, 473-487, 1996
- 14)Horikawa,H. et al. : Simulation inversion of geodetic and strong motion data for the source process of Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake, J.Physics Earth, 44, No.5, 473-487, 1996
- 15)Yoshida, S. et al. : Joint inversion of near and far field waveform and geodetic data for the rupture process of 1995 Kobe earthquake, Japan, earthquake, J.Physics Earth, 44, No.5, 437-454, 1996
- 16)Wald ,D.J: Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake determined from strong motion, telrseismic, and geodetic data, J.Physics Earth, 44, No.5, 489-503, 1996
- 17)安中正，山崎文雄，片平冬樹：気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案，第 24 回地震工学研究発表会講演論文集，161-164，1997
- 18)川瀬博・林康裕：兵庫県南部地震時の神戸中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，No.480，67-76，1996
- 19)川瀬博・松島信一・Graves,R.W・Somerville, P.G: 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析 - 兵庫県南部地震の際の震災帯の成因 - , 地震 2, 50, 431-449, 1998



- 20) Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa and T. Kunugi : Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data , Earth Planets Space , 60 , pp.1131-1135 , 2008.
- 21) Miyake, H., K. Koketsu, K. Hikima, M. Shinohara and T. Kanazawa : Source Fault of the 2007 Chuetsu-oki , Japan , Earthquake , Bull. Seism. Soc. Am. , 100 , pp.384-391 , 2010.
- 22) Nozu, A. : Rupture process of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata , Japan , earthquake—Waveform inversion using empirical Green's functions— , Earth Planets Space , 60 , pp.1169-1176 , 2008.
- 23) 倉橋奨・正木和明・宮腰研・入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築（南東傾斜モデル）, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会 , S146-P017 , 2008.
- 24) 山本容維・竹中博士：経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源のモデル化 , 地震 , 2009.
- 25) 吉田望 ( 2008 ) : DYNEQ A computer program for DYNamic response analysis of level ground by EQuivalent linear method , 東北学院大学工学部 , <http://boh0709.ld.infoseek.co.jp/>
- 26) Papoulis, A. : Fourier integral and its applications , p192-209 , p213-217 , McGraw-Hill , 1962.
- 27) 東京電力株式会社：震源インバージョン解析に基づく 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルの推定と , 広帯域地震動再現のための特性化震源モデルの構築に関する補足説明 , 2008

## 第5章 結論

近年、地震防災対策の一環として、特定の震源断層を対象とした地震動予測を実施する必要性が高くなってきた。本研究では、信頼性が高い地震動予測手法と考えられている距離減衰式に基づくことで、信頼性の高い予測結果が安定して得られる新しい地震動予測手法の開発を行った。本研究で得られた知見を以下に示す。

### (1) 断層の破壊伝播効果を考慮した地震動特性値の予測手法

特に破壊伝播効果(ディレクティビティ効果)について着目し、Boore ほかが提案したディレクティビティ係数を等価震源距離の算定式に組み込むことで、最大速度などの地震動の特性値を求める距離減衰式に破壊伝播効果の影響を導入した。等価震源距離が保存する量を単位時間当たりのエネルギー量とし、本来は変位振幅の係数であるディレクティビティ係数を、等価震源距離を求める際の単位時間あたりのエネルギー量に対する重みとすることで、距離減衰式に取り入れる方法を提案した。

提案手法の妥当性を検証するため、仮想断層に対して試計算を行った。この結果、ディレクティビティ係数の効果により破壊が伝播する方向に対して最大速度で2倍程度大きな予測値が得られることがわかった。これは、既往研究成果と整合するものである。また、ハイブリッド法との比較から、震源断層の近傍ではハイブリッド法によるディレクティビティ効果とよく整合していることが確認できたが、震源断層から離れている遠方では、提案手法の方が若干大きく評価される傾向にあることがわかった。

### (2) 特性化グリーン関数に基づく地震動の応答スペクトルの予測手法

断層の破壊伝播効果と放射特性を考慮した地震動の応答スペクトルの予測手法を提案した。各要素断層から発生する地震波を、 $\omega^{-2}$ モデルと等価なスペクトル形状を持つ最も単純な波形(特性化グリーン関数)で評価し、理論式で重ね合わせることで地震動の位相特性を表現する波形(特性化位相波形)を作成する。特性化位相波形より作成した等価震源距離が等しい地点で平均した応答スペクトル値が距離減衰式から求められる応答スペクトル値と等しいと考えることで、各地点の特性化位相波形の応答スペクトル値と平均応答スペクトル値の比を、距離減衰式から求めた応答スペクトルに掛け合わせることで、各地点の応答スペクトル値を予測する。

単純な断層モデルについて試計算を実施した結果、要素断層幅を小さくすればするほど、短周期領域まで理論に合致した結果が得られることがわかった。また、同様の計算を統計的グリーン関数法で実施した結果、同手法は短周期領域ではランダムな結果が得られているに過ぎず、長周期領域では各要素波形のランダムネスの影響で理論通り重ね合わされていないことがわかった。

次に、横ずれ断層の有馬-高槻断層帯と逆断層の生駒断層帯を対象に、提案手法と統計的グリーン

関数法で地震動予測を実施して比較した。どちらのケースでも、提案手法の方がディレクティビティの影響を理論どおりに評価しており、より妥当な予測結果が得られることを確認した。

兵庫県南部地震による記録の再現計算を実施したところ、KBU 地点では観測記録とほぼ一致した結果が得られたが、MOT 地点では長周期領域で観測記録の方が大きな値を示した。これは、深層地盤構造による盆地エッジ効果の影響と考えられる。

新潟県中越沖地震による記録の再現計算では、周期約 1 秒以上の長周期領域では提案手法の結果と観測記録はほぼ一致した。一方、周期 1 秒以下の短周期領域では観測記録が提案手法を大きく上回っている地点が見られたが、この周期帯は表層地盤の固有周期とほぼ整合しており、表層地盤による増幅の影響と考えられる。

### (3) 表層地盤の影響を考慮するための時刻歴波形の作成方法

特性化グリーン関数に基づく地震動の応答スペクトルの予測手法で求められた地震動の応答スペクトルと、その計算過程で得られる特性化位相波形を利用して、工学的基盤上における地震動の時刻歴波形を作成した上で、表層地盤の影響を考慮する方法を示した。

単純な断層モデルについて試算を行った結果、フォワードディレクティビティ領域に位置する地点では、ディレクティビティ・パルスを表現できることを確認した。また、求められた時刻歴波形の最大速度値と既往の距離減衰式による値と比較を行った結果、フォワードディレクティビティ領域に位置する地点では、距離減衰式で評価される平均値に標準偏差を加えた値より若干大きめの値を示し、バックワード領域に位置する地点は平均値から標準偏差を引いた値とほぼ同じ値を、断層と直交方向に位置する地点は平均値とほぼ同等の値を示した。

震源近傍で観測された地震動記録を表現できる釜江・入倉による断層モデルに基づいて、提案手法を 1995 年兵庫県南部地震に適用し、その妥当性を確認した。地震動の位相特性については観測記録とほぼ一致した結果を得ることができ、特性化グリーン関数の重ね合わせで複雑な震源の破壊過程による位相特性を十分に評価できることが確認できた。

2007 年新潟県中越沖地震を対象として、地盤データが公開されている K-NET 記録について、提案手法より工学的基盤の時刻歴波形を作成した上で、表層地盤の等価線形化地震応答解析を実施することで地表面記録の再現を試みた。この結果、表層地盤による増幅特性を適切に評価することができ、広帯域にわたって観測記録を十分説明できることが確認された。

#### (4) 提案手法の特徴

以上のように、本研究では、既往の距離減衰式に断層破壊過程による効果を導入することで、簡便で信頼性が高い実用的な地震動予測手法を開発した。以下に提案手法の特徴についてまとめる。

- ・ 提案手法は、断層破壊過程による影響以外を既往の距離減衰式で評価するため、信頼性の高い予測結果が安定して得られる。用いる距離減衰式は、等価震源距離をパラメータとして応答スペクトルを求めるものであれば、何れの式でもよい。
- ・ 入力パラメータとして、マグニチュードや震源距離のマクロ震源パラメータの他に、破壊開始点やアスペリティ、ライズタイム、破壊伝播速度等のミクロ震源パラメータが設定できるため、従来の距離減衰式では考慮できなかった震源のディレクティビティ効果や周波数依存性を持つラディエーションパターンの影響を、予測結果に理論通りに反映させることができる。
- ・ 単純な波形である特性化グリーン関数の重ね合わせで、断層の破壊伝播効果と放射特性を評価するため、計算時間が非常に短い。この特徴によって要素断層分割を小さくすることができ、また特性化グリーン関数にはランダムネスを内包していないため、短周期領域まで理論に合致した予測結果を得ることができる。
- ・ 提案手法より求められる特性化位相波形は、地震動の位相特性として観測記録をよく説明でき、同じく提案手法より求められる応答スペクトルと合わせることで、予測時刻歴波形を作成することができる。
- ・ 工学的基盤上の応答スペクトルの距離減衰式を利用することで、工学的基盤上の時刻歴波形を求めることができ、等価線形解析等によって表層地盤特性を考慮した地表面の地震動を予測することができる。

## ( 5 ) 実用化に向けた今後の課題

提案手法の実用化に向けて、残された今後の課題を以下に示す。

- ・ 深部地盤構造の影響

サイト特性のうち深い地盤の影響を考慮する方法を、提案手法に組み込む必要がある。深部地盤構造は一般的に地震動の長周期成分に影響を及ぼすと考えられており、詳細な地盤構造モデルを推定し有限差分法などの理論的手法で数値解析的にこの影響を評価することが可能であるが、提案手法に組み込むには比較的簡易な方法で評価する必要がある。

- ・ より「地震動らしい」時刻歴波形の作成

提案手法で作成された時刻歴波形は、振幅特性や主要動の位相特性が適確に反映されているものの、波形全体で見た場合「地震動らしくない」部分があり、構造物の非線形応答を評価するための入力地震動としては、必ずしも満足できる水準ではない。今後は、主要動以外の部分の位相特性を表現する方法を検討し、より「地震動らしい」時刻歴波形を作成できるようにすることで、構造物の設計に適用可能な入力地震動評価法とすることが必要である。

## 謝辞

本論文は、著者が勤務する中央開発株式会社にて実施した京都府地震被害想定調査業務に始まり、京都大学防災研究所教授 澤田純男先生のご指導のもと、約6年間に及ぶ地震動予測手法に関する研究成果を取りまとめたものです。この間、多くの方々からご指導、ご鞭撻を賜りました。

澤田純男先生には、著者が京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻に入学するチャンスを頂いただけでなく、入学後は著者の担当指導教官として、地震動に関する基礎的なことから、研究に対する姿勢、解析結果に関する議論など、研究を進める上でのご指導を頂きました。研究成果を論文としてまとめることができましたのも、ひとえに澤田先生のご尽力とご指導の賜物だと深く深く感謝しております。

京都大学防災研究所助教 後藤浩之先生には、本研究の全般に亘ります応答スペクトルの予測手法や時刻歴波形の作成方法について、色々ご指導を頂きました。ここに記して、感謝と御礼を申し上げます。

京都大学大学院工学研究科教授 林康裕先生、京都大学大学院工学研究科教授 清野純史先生には、審査委員として、ご多忙にも関わらず、研究成果についての熱心な討議や貴重なご意見を賜りました。ここに記して、感謝と御礼を申し上げます。

京都大学防災研究所教授 岩田知孝先生には、京都府地震被害想定調査業務の中で予測結果に対する議論をして頂きました。ここに記して、感謝と御礼を申し上げます。

東電設計株式会社 安中正氏には、応答スペクトルの距離減衰式に関する貴重な研究成果を開示して頂きました。ここに記して、感謝と御礼を申し上げます。

京都大学防災研究所准教授 高橋良和先生をはじめ、京都大学防災研究所の耐震基礎研究室の皆様には色々な場面でご支援やご協力を賜りました。ここに記して厚く御礼申し上げます。

著者が勤務する中央開発株式会社の瀬古一郎社長、直属の上司である西江俊作取締役技術センター長、黒田真一郎取締役コンサルティング本部長、田中誠取締役プロジェクト本部長、束原純執行役員関西支社長、鍛冶義和ソリューション本部長をはじめ、会社の上司の方々には、京都大学の博士課程へ入学する機会を与えて頂いたともに、その後は研究に従事する環境整備にご配慮頂きました。ここに記して、深く感謝を申し上げます。

また、本研究のきっかけとなりました京都府地震被害想定調査業務の中では、共に業務を担当させて頂きました、束原純執行役員関西支社長、神原情報技術部長、橋本課長、故佐野正人部長には、地震動予測手法の開発や予測結果に対する議論等でご協力頂きました。特に橋本課長には、地震動に関する基礎的な内容を色々相談させて頂きました。ここに記して、深く感謝致します。

著者は学生時代を熊本大学で6年間過ごしました。当時、熊本大学工学部土木環境工学科教授 秋吉卓先生の下で行った研究が液状化に関する研究であります。著者が大学4年生の時に兵庫県南部地震が発生し、その後の修士課程では兵庫県南部地震を題材に液状化対策に関する研究に従事しました。奇しくも、今回博士課程の研究途中に東北地方太平洋沖地震が発生しました。この2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード9という日本周辺で発生した地震としては、有史以来最大規模のものであり、東北地方に沈み込むプレートに沿った約500kmの断層のずれに伴う津波、地震動などによりもたらされた被害は、死者1万6千人以上、建物の全半壊30万棟以上と甚大なものでありました。被害者の皆様には心よりお見舞い申し上げますとともに、本研究成果が今後の防災計画の向上に少しでも役立て頂ければ、幸いです。

最後に、著者の研究活動を支援してくれた妻 麻衣子、長男 秀太郎、両親ならびにご支援やご協力をいただきました皆様方に心より感謝致します。  
ありがとうございました。